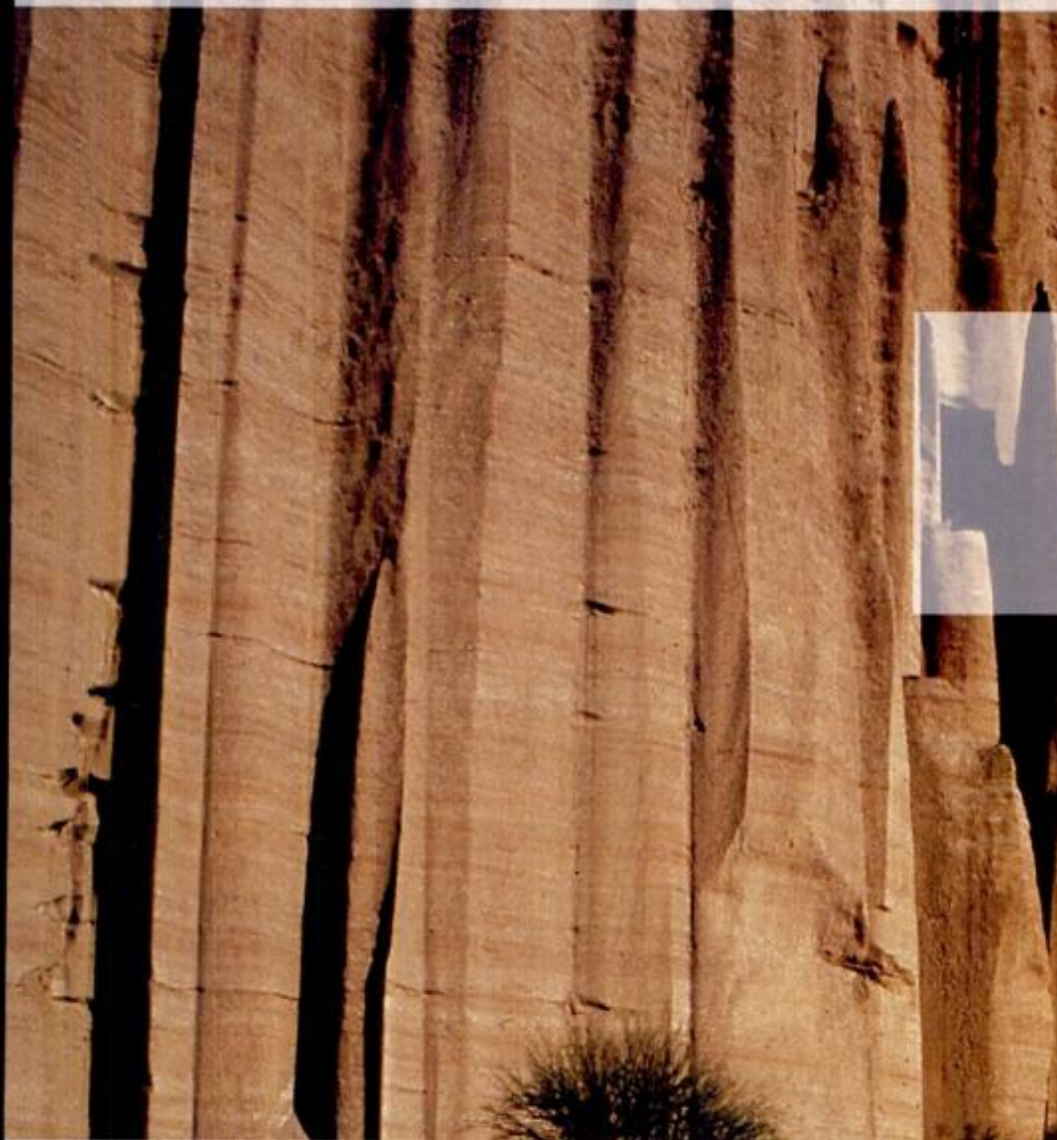


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 52 N° 3 1997



52 3

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

241-416
10 de octubre de 1997

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 52, Number 3, September 1997

CONTENTS

ARTICLES

Geology and stratigraphy of the middle Chubut River volcanic-pyroclastic complex (Eocene), Chubut, Argentina

E. Aragón and M. M. Mazzoni, pp. 243-256

Spatial pattern and dynamics of the washover channels of the northern Atlantic coast of Tierra del Fuego

G. G. Bujalesky, pp. 257-274

The dismembered basal ophiolitic sequence from Córdoba province, Argentina

D. I. Mutti, pp. 275-285

Coquinas and shelf deposits of the San Julian Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene), southern Patagonia, Argentina

M. Manassero, M. Griffin and G. Pastorino, pp. 286-296

Geology and petrography of Trapalcó, Río Negro Province

† *E. Nuñez and R. J. Cucchi*, pp. 297-310

Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' W): a ductil shear zone in the southeast of La Pampa

H. Tichyj, L. V. Dimieri, E. J. Llambías and A. M. Sato, pp. 311-321

Metamorphic evolution of the ophiolitic sequence of the western ultramafic belt from Pampean Ranges of Córdoba, 31° 50' - 32° 30' S, Argentina

M. P. Escayola, pp. 322-332

Stratigraphy of the Patagonian Andes between Argentino and Viedma lakes (49° 40' - 50° 10' S. L.), Santa Cruz Province

P. E. Kraemer and A. C. Riccardi, pp. 333-360

Fluid inclusions and porosity in the Yacoraite Formation, Yacimiento Pozo Escondido: diagenetic and oleogenetic indicators

N. N. Cesaretti and E. A. Domínguez, pp. 361-378

Predictive Bouguer gravity anomaly chart of the Sierra Grande de San Luis, Argentina

G. A. Ramé and A. Introcaso, pp. 379-386

Geology of the El Cuy region, Somuncura Massif, Río Negro Province, Argentina

E. A. Bjerg, D. A. Gregori and C. H. Labudía, pp. 387-399

SHORT NOTE

Discovery of peperites on Marambio Island, Antarctica, with considerations of their emplacement

A. T. Caselli and G. I. Massafiero, pp. 400-403

MEMORIALS

Pierina Antonieta Ernestina Pasotti (1902-1996)

H. V. Rimoldi, pp. 404-405

Marcelo Reynaldo Yrigoyen (1924-1997)

P. N. Stipanovic, pp. 406-409

Roberto Caminos (1931-1997)

E. J. Llambías, pp. 410-414

ON THE COVER

Triassic red beds of the Talampaya Formation, Talampaya, La Rioja Province, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 80 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

VOLUMEN 52, NÚMERO 3, SEPTIEMBRE 1997

CONTENIDO

ARTICULOS

- Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina
E. Aragón y M.M. Mazzoni 243-256
- Patrón espacial y dinámica de canales de sobrelavado de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego
G.G. Bujalesky 257-274
- La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba
D.I. Mutti 275-285
- Coquinas and shelf deposits of the San Julian Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene), southern Patagonia, Argentina
M. Manassero, M. Griffin y G. Pastorino 286-296
- Geología y petrografía de Trapalcó, Provincia de Río Negro
† E. Nuñez y R.J. Cucchi 297-310
- Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa
H. Tickyj, L.V. Dimieri, E.J. Llambías y A.M. Sato 311-321
- Evolución metamórfica de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba entre los 31° 50' y 32° 30' de latitud sur, República Argentina
M. P. Escayola 322-332
- Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz
P.E. Kraemer y A.C. Riccardi 333-360
- Inclusiones fluidas y porosidad en el Yacimiento Pozo Escondido, Formación Yacoraite: indicadores diagenéticos y oleogenéticos
N. N. Cesaretti y E. A. Domínguez 361-378
- Carta predictiva de anomalías de Bouguer para el sector de la sierra Grande de San Luis, Argentina
G. A. Ramé y A. Introcaso 379-386
- Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somuncura, Provincia de Río Negro
E. A. Bjerg, D. A. Gregori y C. H. Labudía 387-399

NOTA BREVE

- Hallazgo de peperitas en isla Marambio, Antártida: algunas consideraciones sobre su emplazamiento
A. T. Caselli y G. I. Massafiero 400-403

NOTAS NECROLOGICAS

- Pierina Antonieta Ernestina Pasotti (1902-1996)
H. V. Rimoldi 404-405
- Marcelo Reynaldo Yrigoyen (1924-1997)
P. N. Stipanovic 406-409
- Roberto Caminos (1931-1997)
E. J. Llambías 410-414

TAPA

Areniscas rojas triásicas de la Formación Talampaya, Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Foto Focus/Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: U\$S 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



L48S-ASF-LSE9

Material protegido por derechos de autor



COMISIÓN DIRECTIVA

(1995-1997)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Director

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Subcomisión de Publicaciones

P. P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires

M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE. UU.

R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil

S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires

B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy

J. Dalziel, University of Texas at Austin, EE. UU.

S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata

F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile

M. Hünicken, Universidad Nacional de Córdoba

E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata

H. Miller, Universität München, Alemania

R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán

E. Mutti, Universidad de Parma, Italia

R. Pankhurst, British Antarctic Survey

J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia

V. A. Ramos, Universidad de Buenos Aires

C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata

M. Thompson, British Antarctic Survey

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.**Secretaria:** Dra. Susana Damborenea.**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.**Vocales titulares:** Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dra. Paulina Nabel, Dr. Daniel Rubiolo.**Vocales suplentes:** Dr. Eugenio Aragón, Dr. Pedro Depetris, Dra. Graciela Mas, Dr. Ernesto Cristallini.**Organo de fiscalización:** Dr. P. N. Stipanovic, Dr. G. Chebli.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur**Catamarca:** Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.**Comodoro Rivadavia:** Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.**Córdoba:** Dra. Zorola Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.**Jujuy:** Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.**La Plata:** Dra. A. M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.**Mar del Plata:** Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.**Neuquén:** Lic. Néhida Casali, Universidad Nacional del Comahue.**Plaza Huincul:** Lic. M. A. Rebas, YPF.**Puerto Madryn:** Lic. Claudia Cano, CENPAT.**Río Cuarto:** Lic. A. M. Esparza, de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.**Río Gallegos:** Lic. Pedro Tiberi.**Salta:** Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.**San Carlos de Bariloche:** Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.**San Juan:** Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.**San Luis:** Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.**Santa Fe:** Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.**Santa Rosa:** Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.**Tucumán:** Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.**Ushuaia:** Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.**Zapala:** Lic. J. C. Danielli, Dirección Provincial de Minería.

Delegados en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver.**CIRGEO:** Dr. Juan P. Spikermann.**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Lic. C. Ninci.**Consejo Federal de Inversiones:** Lic. Claudio Trínca.**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA:** Lic. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn.**INGEIS:** Dra. Claudia Armella.**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel.**Subsecretaría de Minería:** Dr. D. Rubiolo.**Servicio de Hidrografía Naval:** Dr. Roberto Violante.**YPF S.A.:** Dra. M. C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná,

Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E.-UNESPE, Cx. Postal 178, 13.500

Rio Claro, SP

Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465,

Santiago.

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C. C. 1662, Asunción

La Revista de la Asociación Geológica Argentina es citada en: Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

Copyright © 1997. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+00.50.

Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina

Eugenio ARAGON y Mario M. MAZZONI

*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata,
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata, Argentina*

ABSTRACT. *Geology and stratigraphy of the middle Chubut River volcanic-pyroclastic complex (Eocene), Chubut, Argentina.* Radiometric and stratigraphic information in the middle Río Chubut area has been modelled through the classical stages of caldera evolution and development in epicontinental settings. From the structure and stratigraphy of precaldera rocks, it is inferred that caldera emplacement was controlled by the intersection of regional alignments in a zone characterized by successive transpressional and transtensional regimes, probably related to variable geometries of subduction. Twelve stratigraphical units with a span of approximately 15 m.y., consisting mainly of calcalkaline pyroclastic and volcanic rocks, formerly known as Huitrera and Cerro Mirador formations, are here analysed. The oldest (early Eocene) are voluminous pyroclastic flow deposits, reflecting magma withdrawal and simultaneous piecemeal collapse of the caldera roof. The ignimbrites and the early caldera infill have been uplifted and domed by resurgence, to form a lacustrine moat, where the Hunco Flora was deposited mainly in fine grained, laminated fall-out and reworked pyroclastic debris. This sedimentation was accompanied by synchronous felsic volcanic events mainly in the intracaldera setting, resulting in foliated domes and lavas, sills, hyaloclastites, small and pumiceous ignimbrites, and rhyolitic dykes. Some porphyritic andesites are also interbedded. Flanking the cauldron, there are extensive andesitic - basaltic flows with alkaline affinity towards their top. These lava flows close the magmatic cycle of the complex by the mid Eocene.

Introducción

El complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio constituye una secuencia variada de rocas volcánicas, intrusivas, piroclásticas y efusivas, cuyo desarrollo demandó varios millones de años, entre el Paleoceno tardío y el Eoceno medio (Aragón y Romero 1984; Mazzoni *et al.* 1989).

A la prolongada y variada efusividad, se suma una gran diversidad de cuerpos volcánicos como mantos ignimbríticos, domos, coladas, chimeneas, intrusivos, depósitos de caída, y redepósitos predominantemente lacustres, todos ellos frecuentemente juxtapuestos.

El complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio comprende los afloramientos que, en las Hojas Geológicas Cerro Mirador y Gualjaina, Volkheimer y Lage (1981) y Lage (1982) mapearon como formaciones Huitrera y El Mirador, y que fueron estudiados en detalle por Petersen (1946). La primera caracterización geoquímica de la Formación Huitrera para este sector fue realizada por Rapela *et al.* (1984, 1988) y Aragón *et al.* (1987). Mazzoni *et al.* (1989) agregan información geoquímica y petrogenética referidas a la Ignimbrita Barda Colorada, destacando su carácter calcoalcalino.

Reconocemos y damos a conocer aquí doce unidades estratigráficas formales dentro del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio, cuya distribución, ordenamiento, e interpretación constituyen la parte central de esta investigación (Fig. 1). En su mayoría las doce corresponden a productos efusivos o piroclásticos, los que han sido agrupados en tipos composicionales asociados a un modo predominante de emplazamiento particular.

Las exposiciones más accesibles del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio se encuentran sobre ambos márgenes del río Chubut, aproximadamente entre Paso del Sapo por el este y la confluencia del río Chico por el oeste. Los afloramientos de la margen sur son cortados en varios tramos por la ruta provincial 12. También aparecen expuestos en el valle del río Chico y en la margen oriental del río Gualjaina (Fig. 1).

Sin embargo sus productos, que cubren un área superior a 900 km², se extienden más allá de los límites de la Fig. 1 (69° 47' - 70° 32' O y 42° 13' - 43° 00' S) (cf. Proserpio 1978; Ravazzoli y Sesana 1977). Especialmente los depósitos plinianos deben haber alcanzado distribución regional (Mazzoni 1985).

A los caracteres anteriormente señalados para el complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio,



debemos agregar su atractivo paleontológico (Flora del Hunco), que ha motivado estudios específicos, entre los que deben señalarse los de Petersen (1946), Archangelsky (1974), Volkheimer y Lage (1981), Lage (1982), Aragón y Romero (1984), Mazzoni (1985), Mazzoni y Aragón (1985) y Mazzoni *et al.* (1989).

Dataciones radimétricas K-Ar han aportado un importante control geocronológico (Mazzoni *et al.* 1988, 1991; Mazzoni y Benvenuto 1990), que si bien no son suficientes, permiten un mejor y más completo panorama de la secuencia de eventos geológicos y de su génesis.

En este sentido, se ha procedido al análisis de las diferentes unidades con criterio volcanológico, especialmente en función del modelo clásico de eventos ligados a calderas epicontinentales (Smith y Bailey 1968), que según nuestro criterio mejor se adapta a los rasgos tectónicos, petrográficos y de yacencia de la secuencia del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio.

Al respecto, pensamos que esta contribución aporta contundente evidencia respecto a la sugerida presencia de calderas en el cinturón de Pilcaniyeu (Aragón y Romero 1984; Mazzoni *et al.* 1988) y en el complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio (Aragón y Romero 1984; Mazzoni y Aragón 1985; Mazzoni *et al.* 1989), oportunamente sustentada en la abundancia de ignimbritas riolíticas. Creemos que su cercanía con la estructura transcurrente continental de Gastre (Rapela y Pankhurst 1992) agrega especial interés a su conocimiento.

Por último, conviene remarcar que las calderas localizan importantes yacimientos metálicos (Rytuba 1981; Swanson y McDowell 1984; Cunningham *et al.* 1990; Goodell 1985). Consecuentemente consideramos que esta zona constituye un potencial blanco de prospectos metalíferos, y también de rocas de aplicación. En este sentido el complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio contiene variedades pétreas de potencial uso comercial, entre las que se destaca la "piedra toba" y la perlita.

Estratigrafía Regional

Unidades pre-complejo

Plutonitas y metamorfitas

Unidades ígneo-metamórficas forman el sustrato en el sector norte y noroeste (Fig. 1) e incluyen las Formaciones Cushamen (Volkheimer 1964), Tonalita El Platero (Volkheimer 1964) y Lipetrén (Nullo 1978), constituidas por ectinitas y granitos respectivamente. A estas últimas se les han asignado edades que van desde el Precámbrico al Paleozoico Tardío, y recientemente, jurásica como parte del Batolito de Patagonia Central (Rapela y Kay 1988; Gordon y Ort 1993).

El resto del sustrato de edad mesozoica es sedimentario y volcánico, constituido por afloramientos casi exclusivamente concentrados en el flanco oriental de la estructura (Fig. 1).

Lavas y rocas sedimentarias

Jurásico

Pequeños asomos en el extremo sur (Fig. 1) han sido atribuidos a la Formación Cañadón Asfalto por

REFERENCIAS GEOLOGICAS

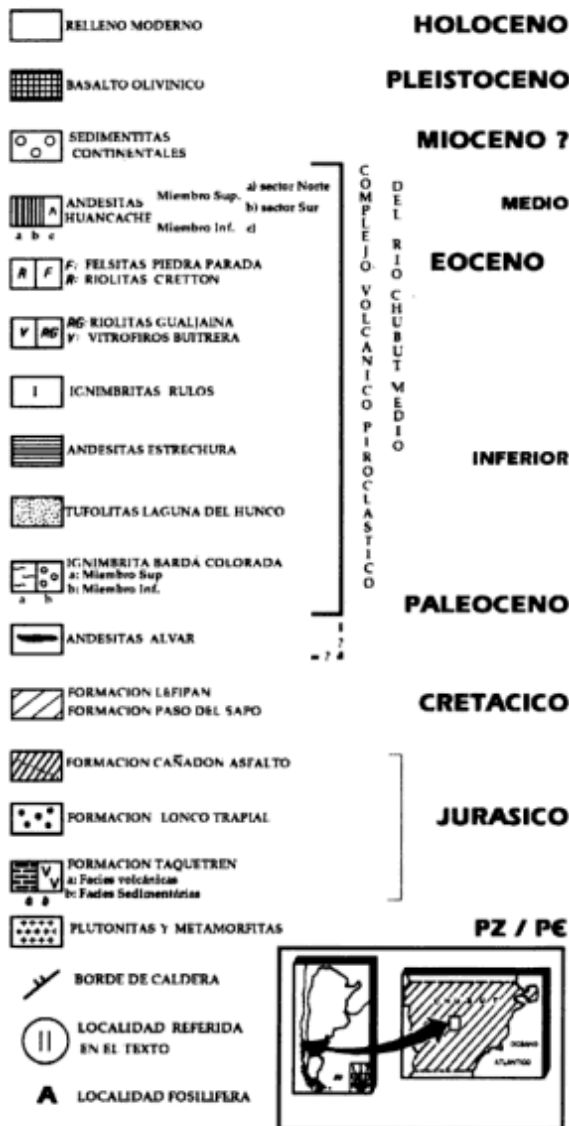


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación del campo volcánico del río Chubut medio. A, nueva localidad fosilífera; I, quebrada Los Rulos. II: zona de Vitrófiros Buitrera; III, estrechura del valle del río Chubut.

Volkheimer y Lage (1981). Las rocas del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio intruyen afloramientos aislados de calizas, margas y areniscas calcáreas correspondientes a esta unidad (Lage 1982).

Debemos señalar que hacia el sudeste de una estructura anular (Fig. 1) afloran sedimentos de dudosa ubicación, que ya Petersen (1946, mapa 1) separa como "areniscas tobáceo-arcillosas con restos de plantas" (Serie Laguna del Hunco). Esta unidad volcánicla de coloración verdosa, en parte morada, aflora sobre ambas barrancas del río Chubut hacia el sur de la Piedra Parada. En la base de las mismas, y especialmente en los cortes del camino que une Piedra Parada con el Pato Negro, afloran conglomerados y especialmente debritas de hasta metros de espesor, con gruesos fenoclastos (de hasta 3 m) de rocas volcánicas intermedias y básicas de grano fino. Las psefitas, a menudo aglomerádicas, se intercalan con escasas wackes castaño-verdosas con fragmentos de troncos y pelitas verdosas con restos de plantas mal conservados. Localmente afloran cuerpos de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, a veces fuertemente amigdaloides.

La litología descrita y la ubicación en posición extracaldera por debajo de la Ignimbrita Barda Colorada (Fig. 1), excluyen la posibilidad de asimilarla a la "Serie del Hunco" (véase Tufolitas Laguna del Hunco, discusión y conclusiones).

Los rasgos enumerados para estos depósitos son semejantes a los de la Formación Lonco Trapial de Lesta y Ferello (1972; cf. Nullo y Proserpio 1975), descritos con mayor detalle en Lesta *et al.* (1979, p. 1347), y son típicos de facies de estrato-volcanes de arcos magmáticos, tal como ha sido interpretada recientemente esta unidad (Page y Page 1993). Por este motivo, creemos que la unidad en cuestión representa la continuidad de los afloramientos que algo más al sur Chebli *et al.* (1977) atribuyeran a la Formación La Cautiva. Esta interpretación confirmaría que las exposiciones de Lonco Trapial se extiendan hacia el norte, alternativa planteada por Page y Page (1993, fig. 11). No debe descartarse que estos materiales correspondan a los Conglomerados del Cañadón Pelado (Page 1980), hasta tanto estudios más pormenorizados completen su conocimiento.

Debemos advertir que hacia el sudeste de la Piedra Parada esta unidad parece yacer por encima de la Formación Lefipán. A nuestro criterio esta apariencia (que se mapea tentativamente en la Fig. 1) es explicable por fallamientos inversos de bajo ángulo, de los que se han detectado evidencias al oeste del río Chubut (Fig. 5a).

Cretácico Superior-Paleoceno

En el sector este del área estudiada afloran profusamente las arenitas y sabulitas cuarzosas con peli-

tas carbonosas subordinadas, depositadas en estuarios influenciados por mareas (Spalletti 1994), que fueron definidas como Formación Paso del Sapo (Lesta y Ferello 1972). Esta unidad, depositada en el Campaniano-Maastrichtiano (Papú *et al.* 1988) es cubierta transicionalmente por la Formación Lefipán, esencialmente pelítica, con intercalaciones de coquinas y arenitas cuarzosas, depositada en ambiente estuárico con influencia de olas y condiciones de mar abierto (Spalletti 1994). Según Baldoni (1992) la acumulación de esta unidad es también maastrichtiana, y según Medina *et al.* (1990) llega al Paleoceno.

El espesor de la Formación Paso del Sapo en la barda de los Perros -según el mapeo de Petersen (1946)- alcanza los 500 m, aunque no se descarta que este gran espesor resulte de repeticiones por apilamiento tectónico (Fig. 2). La Formación Paso del Sapo está profusamente intruida por filones capa que se consideran a continuación.

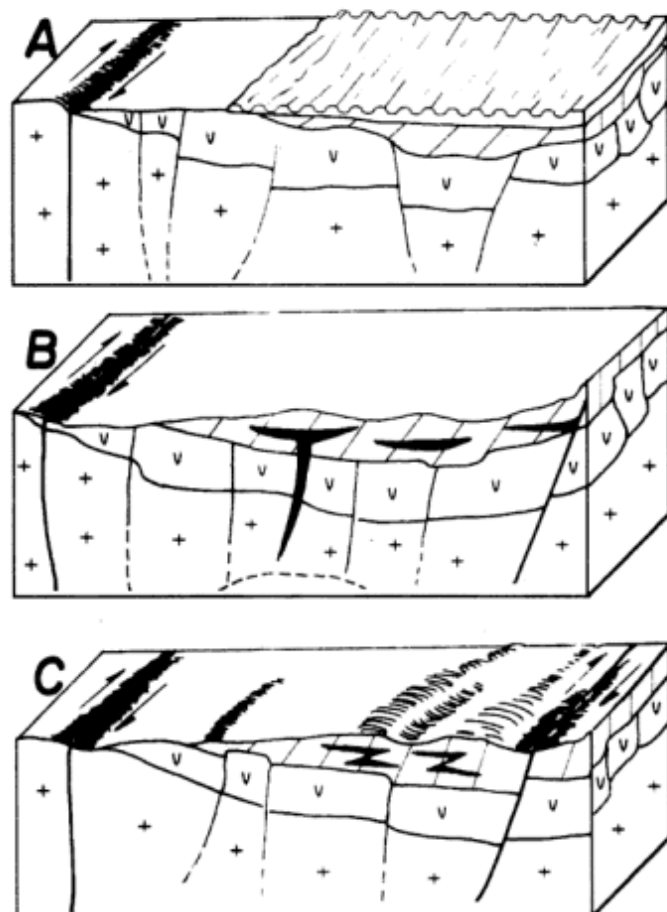


Figura 2: Principales eventos geológicos precaldera (Maastrichtiano-Eoceno Temprano). **a,** Sedimentación de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán sobre el Jurásico volcánico, en una cuenca de origen trastensional; **b,** Intrusión de las Andesitas Alvar en la secuencia mesozoica; **c,** Desarrollo de fase compresiva con instalación de fallamientos inversos en la cobertura mesozoica.

Andesitas Alvár (nom. nov.) (Lamprófiros y Porfiritas de Petersen 1946)

Se propone esta denominación para los intrusivos oscuros, generalmente concordantes a estratos de la Formación Paso del Sapo, aflorantes sobre ambos márgenes del río Chubut, desde las inmediaciones del puesto de J. Alvár, hasta las proximidades de la localidad de Paso del Sapo. Estos cuerpos, limitados al extremo oriental de la Fig. 1; denotan su origen intrusivo por fenómenos de cocción en los sedimentos cretácicos. Filones capa con piso expuesto se pueden observar en la margen sur del río Chubut sobre el camino a Pato Negro donde constituyen los afloramientos más occidentales, próximos al borde estructural de la caldera. Se trata de dos filones capa de más de 10 m de espesor cada uno, con una edad de $57,8 \pm 2,9$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991).

La muestra datada contiene fenocristales de plagioclasa zonal y escasos microfenocristales de augita. La pasta es de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y vidrio cloritizado. De igual composición, pero con predominio de fenocristales de augita sobre plagioclasa, son los afloramientos al norte del río Chubut, que Petersen (1946) describiera como kersantita, y por lo tanto considerara como lamprófiros. Hacia el este, sobre ambos márgenes del río Chubut, y a partir del puesto de R. Alvár, los filones contienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda y ocasionalmente augita, presentan pastas microgranulares, en parte felsíticas, e incluso pilotáxicas a intersertales. Las variedades con plagioclasa y hornblenda son las más abundantes. En éstas la hornblenda (salvo raras excepciones) está fuertemente alterada, reconociéndose solamente por sus secciones basales y clivaje. Son rocas de color gris-verdoso, con frecuentes tintes castaños o blanquecinos, bastante alteradas, y con abundantes diaclasas rellenas de calcita (en ocasiones sílice). Se trata de rocas intermedias (57-65% SiO₂), calcoalcalinas (transicionales a toleíticas) y metaluminosas a peraluminosas.

En la barda de los Perros, los filones capa de esta unidad se encuentran a aproximadamente 500 m por debajo del techo de las sedimentitas cretácicas, allí cubiertos por la Ignimbrita Barda Colorada. Ese espesor estratigráfico representaría la profundidad a la que se intruyeron esos cuerpos.

El complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio

Esta denominación es aquí utilizada para agrupar las diferentes rocas que constituyen la Formación Huitrera y El Mirador (Volkheimer y Lage 1981; Lage 1982).

Respecto a la nomenclatura de Petersen (1946, p. 55) debemos comentar que la Serie Riodacítica alude mayormente a la Ignimbrita Barda Colorada, y la Serie del Hunco a las Tufolitas Laguna del Hunco de nuestro esquema.

Por encima ubica la Serie Liparítica, integrada por "intrusivos tordrillíticos" y "mantos liparíticos". Estas manifestaciones ácidas, en gran parte riolíticas, corresponden mayormente a las Felsitas Piedra Parada y Riolitas Gualjaina respectivamente de nuestra nomenclatura. Por su parte la Serie del Mirador corresponde con la unidad Andesitas Huancache del sector norte (Fig. 1).

Respecto a la relación temporal, debemos comentar que si bien es claro en muchos casos que las riolitas sobreyacen o se intercalan en las piroclastitas del Hunco, en otros la falta de relaciones de contacto y/o de dataciones, no permite precisar su ubicación estratigráfica. Es más, la variedad de tipos litológicos detectados entre las riolitas del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio, y las edades parecidas con la Ignimbrita Barda Colorada, permiten inferir la existencia de varios pulsos y aún la presencia de domos precalders (estadio precursor, Elston 1982) característicos en estas depresiones volcano-tectónicas.

Ignimbrita Barda Colorada

Está constituida por un conjunto de depósitos de flujos piroclásticos cuyos afloramientos superan los 150 m de potencia. Esta unidad, subdividida en los miembros inferior y superior (Fig. 1), ha sido descrita con detalle por Mazzoni *et al.* (1989).

Por su yacencia sobre la Formación Lefipán como se aprecia en el área oriental (Figs. 1, 5b), como por dataciones radimétricas K-Ar (Mazzoni *et al.* 1991), es la unidad más antigua del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio.

Facies de intracalders. Los afloramientos situados en el sector interno de la estructura anular corresponden al miembro superior, los que se caracterizan por alto soldamiento, gran potencia, y ausencia de base expuesta. Estas características son observables a lo largo de la quebrada de la Buitrera, y sobre los márgenes del río Chubut en las inmediaciones del cañadón de la Horqueta. En todo este sector es conspicua la estructura braquianticlinal de sus afloramientos (Figs. 3b, 5c) resultado de nuevo empuje magmático o resurgencia (Marsh 1984).

Pequeños afloramientos situados en la margen este del río Gualjaina son la expresión más occidental de esta unidad. Esta facies es cubierta por las Tufolitas Laguna del Hunco, que se adosan concordantemente sobre la estructura braquianticlinal en su pe-

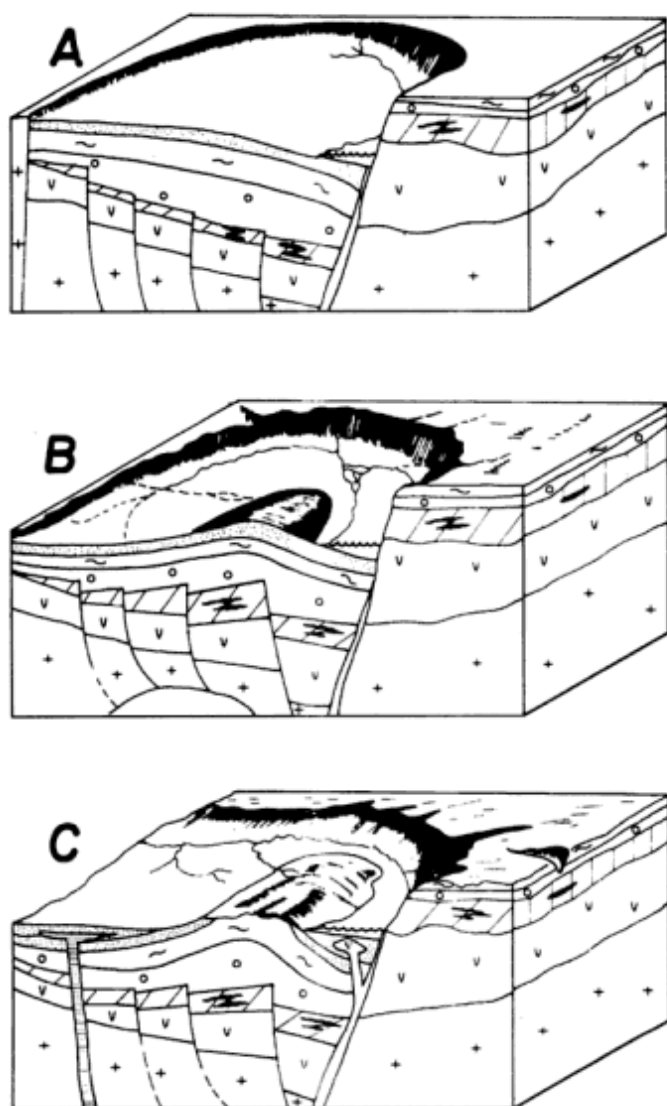


Figura 3: Interpretación esquemática de los estadios siguientes a la etapa de colapso de la caldera, que generan el complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio. El frente del bloque es de aproximadamente 20 km de extensión, y su extremo oriental se ubica en las inmediaciones de Piedra Parada. La escala vertical ha sido exagerada para las unidades posteriores a la Ignimbrita Barda Colorada. Referencias como en Fig. 1. **a**, Colapso en bloques del piso de la caldera como resultado de la evacuación magmática que origina la Ignimbrita Barda Colorada, en facies de intra y extracaldera. A continuación se produce la acumulación de las Tufolitas Laguna del Hunco. La depresión es asimétrica como consecuencia de un mayor descenso en los bloques orientales. En ese sector se produce más acumulación sedimentaria como resultado de la mayor compactación (por mayor espesor) de la Ignimbrita Barda Colorada; **b**, Resurgencia. Un nuevo empuje magmático produce el ascenso de bloques cuyo resultado es el domamiento de la facies intracaldera de la Ignimbrita Barda Colorada y de los sedimentos más antiguos acumulados en la depresión. Favorece el desarrollo del ambiente lacustre en el foso ubicado entre el domo y las paredes de la caldera; **c**, Sedimentación tardía. En suave discordancia intracaldera sobre los sedimentos iniciales. El ascenso magmático se ha canalizado por vías con control estructural. Estas manifestaciones magmáticas son en gran parte sincrónicas con los procesos de sedimentación de las Tufolitas Laguna del Hunco.

riferia. (Figs. 3 y 4). En otras ocasiones la Ignimbrita Barda Colorada es cubierta por las Riolitas Gualjaina (margen norte del río Chubut).

Facies de extracaldera. En el área oriental de la Fig. 1, se ubican dos extensos afloramientos con elongación y alineación NO-SE. Representan los relictos del manto ignimbítico original, contraparte externa del domo resurgente. El mejor expuesto se presenta en la barda Colorada, donde el miembro inferior apoya en aparente concordancia sobre las limolitas de la Formación Lefipán (Figs. 3 y 5b), pasa en concordancia al miembro superior el que es cubierto mediante discordancia erosiva por las Andesitas Huancache.

Tufolitas Laguna del Hunco

Corresponde a los Depósitos del Hunco de Petersen (1946) y a la unidad Piroclásticas de Caída y Reelaboradas de Mazzoni y Aragón (1985, fig. 5), analizadas con detalle por Aragón y Romero (1984), quienes la caracterizan por sedimentación lacustre bajo condiciones climáticas cálidas y de humedad estacional. Apoyan concordantes sobre la Ignimbrita Barda Colorada (Fig. 5c) y constituyen la más distintiva de la facies de intracaldera. Están interestratificadas con las Andesitas Estrechura, Ignimbritas Rulos, Riolitas Gualjaina y Vitrófiros Buitrera. Son cortadas por las Felsitas Piedra Parada, y están cubiertas por las Andesitas Huancache. La estructura oriental de la caldera actuó como límite de la cuenca lacustre hacia ese cuadrante (Fig. 3).

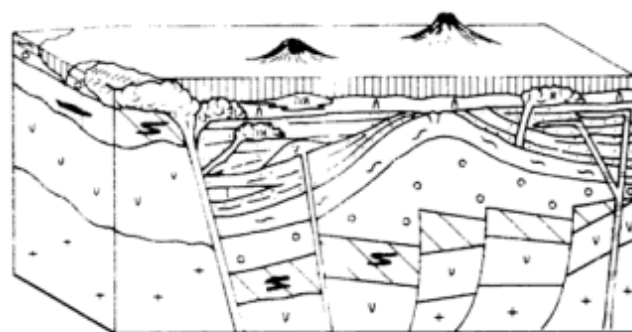


Figura 4: Interpretación esquemática de la Fig. 3, hacia fines de la efusión de las Andesitas Huancache. En relación con la Fig. 4, se destacan los siguientes eventos: 1) colmatación de la depresión de la caldera con Tufolitas Laguna del Hunco, lavas de las Riolitas Gualjaina y Andesitas Estrechura, depósitos de flujos piroclásticos de las Ignimbritas Rulos, y luego los diques de las Felsitas Piedra Parada, con sus coladas cortas. Finalmente la extrusión de andesitas y basaltos con frecuentes aparatos de tipo conos de escorias (cinder cones), que cierran el ciclo de eventos del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio.

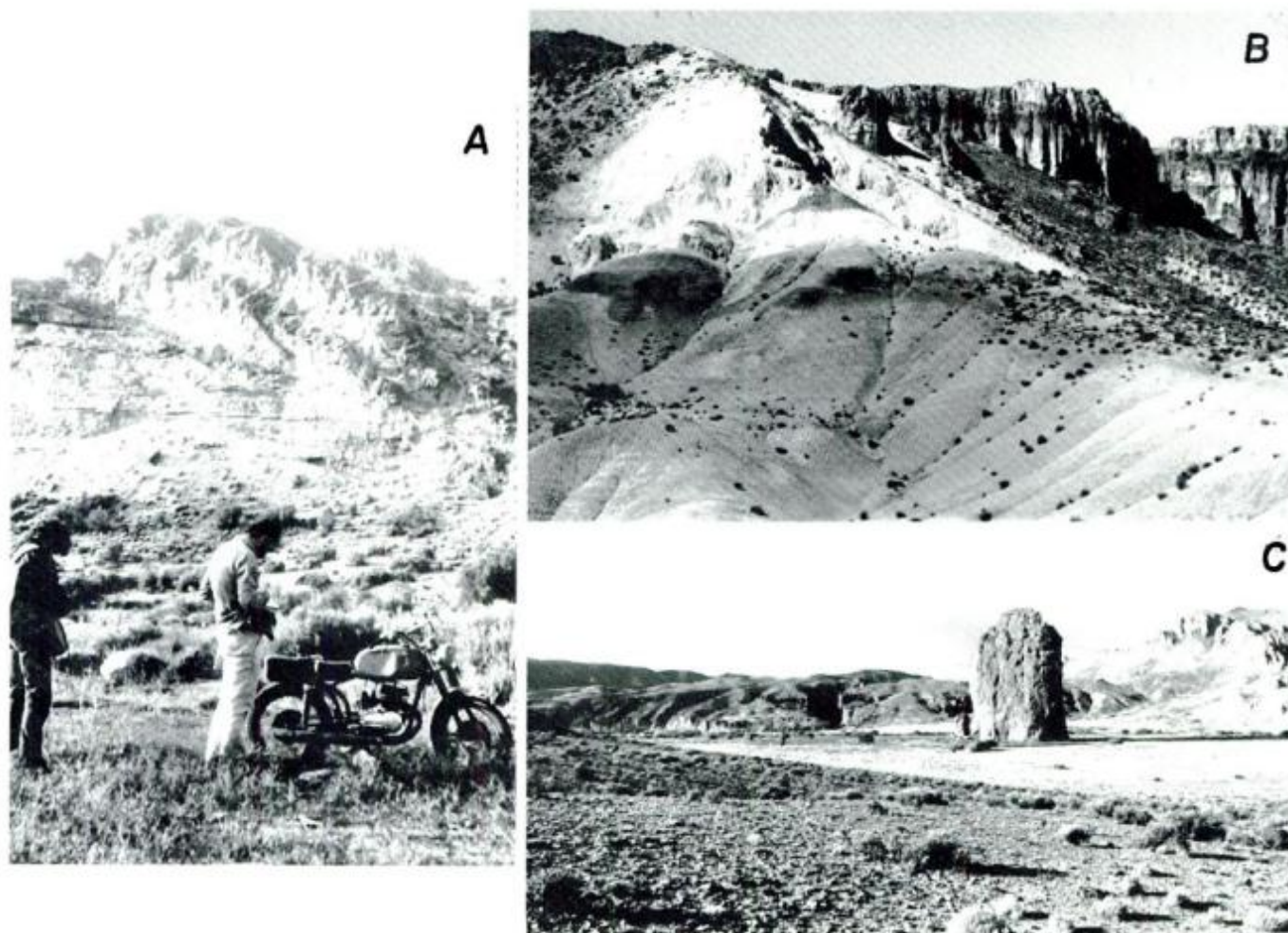


Figura 5: a, Falla inversa en la Formación Paso del Sapo. Zona del Cañadón del Arroyo; b, Formación Lefipán (pelitas grises masivas en primer plano) cubierta por la Ignimbrita Barda Colorada (miembro inferior claro y masivo, miembro superior con varias unidades de enfriamiento, hacia la derecha). Facies de extracaldera de la Ignimbrita Barda Colorada; c, Piedra Parada, *inselberg* de las Felsitas Piedra Parada en el valle actual del río Chubut, vista desde el sudoeste. Hacia el centro se observa la morfología suavemente convexa del braquianticlinal constituido por la facies intracaldera de la Ignimbrita Barda Colorada, con el Cañadón de la Buitrera en su centro. Los sedimentos blanquecinos hacia la derecha de la foto son las Tufolitas Laguna del Hunco, donde se intercalan las Ignimbritas Rulos y son cortadas por las Felsitas Piedra Parada.

En el sector norte, y en otras localidades ubicadas en la zona de intracaldera, porta la flora del Hunco mencionada en la Introducción. Mazzoni *et al.* (1991) establecen que su sedimentación se ubica entre los 43 y los 51 Ma. Una nueva localidad fosilífera, con frondas y fructificaciones de espectacular preservación, ha sido ubicada durante nuestros trabajos de campo, al oeste del cañadón de la Buitrera (Fig. 1, punto A, próximo a la localidad II).

Vitrófiros Buitrera (nom. nov.)

Con esta denominación se alude al conjunto de domos e intrusivos riolíticos poco profundos de color verde-negruczo, en contacto con las Tufolitas Laguna

del Hunco, que varían desde pocos decímetros hasta varios metros de espesor, y que en gran parte coinciden con los “efusivos pantelleríticos” de Petersen (1946). Tienen fuerte carácter perlítico, aspecto moteado, donde el vidrio fresco más oscuro forma esferoides de milímetro a centímetros de diámetro, sobre el vidrio verdoso alterado, motivo por el cual su apariencia es la “conglomerádica”.

Se distribuyen en el sector interno de la caldera, mayormente a lo largo del cañadón de la Buitrera (Fig. 6a). Los cuerpos mejor expuestos son los que aparecen en las cercanías de J. Lara, 6 km al NNO de puesto Moncada y 3,5 km al SO de la escuela de Piedra Parada.

Sus características de yacencia y de sincronidad, ya insinuada por Petersen (1946, p. 43, lám. 8-2) con

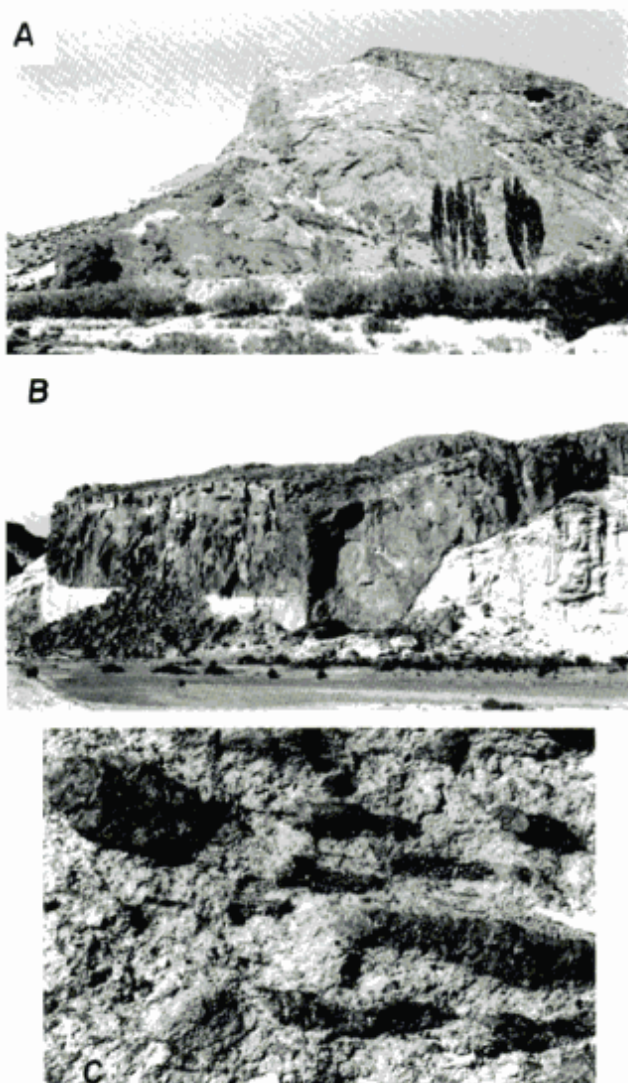


Figura 6: a, Cuerpo macizo vitrofírico, 6 km al norte del puesto Centeno, cañadón de la Buitrera, localidad II de la fig. 1; b, Tufolitas Laguna del Hunco, cubiertas por la Ignimbrita Rulos, con gruesa disyunción columnar. Margen oriental de la cañada homónima. La unidad superior ha cubierto un relieve juvenil en las tufolitas; c, Ignimbrita Rulos con inclusiones negruzcas, homogéneas, de contornos lisos, a veces vesiculares de hasta 15 cm. Incluye también típicos aunque escasos pómez castaño-grisáceos, de contornos flamígeros, que no superan 6 cm. Zona I de la Fig. 1. Cuchón de bolígrafo para escala, a la derecha de la foto.

las Tufolitas Laguna del Hunco y el de las hialoclastitas asociadas, han sido analizados por Mazzoni (1988).

Al microscopio presentan feldespatos alcalinos frescos euedrales a subedrales, frecuentemente redondeados, que contienen inclusiones de vidrio, circon y opacos. El cuarzo es abundante, con cristales redondeados de hasta varios milímetros, engolfados y a veces gloméricos. Los minerales accesorios son escasos, representados por augita verdoso clara,

magnetita y raramente circon euedral. Se encuentran escasas inclusiones de pastas desvitrificadas. Las mesostasis está caracterizada por fracturas perlíticas de variada escala, las que localmente pueden estar rellenas con clorita. En forma excepcional se observan esferulitas.

Consideramos, por las características estratigráficas, que su antigüedad es apenas menor que la correspondiente a las Tufolitas Laguna del Hunco, y probablemente algo más antigua que las Riolitas Gualjaina. Por este motivo Mazzoni *et al.* (1991) consideran que la edad K-Ar de 25 Ma debe ser una edad rejuvenecida.

Ignimbrita Rulos (nom. nov.)

Denominamos cañadón Rulos al valle de rumbo aproximadamente meridiano, al sur del río Chubut y a la latitud del cerro Zeballos. Esta quebrada tiene aproximadamente 8 km de extensión, con cabeceras en las Andesitas Huancache, en la cota de los 1000 m. Los afloramientos de la Ignimbrita Rulos sobre la ruta 12 se caracterizan por formas de meteorización subcirculares concéntricas que hemos comparado con rulos, y por este motivo así nominamos la quebrada que flanquean por el este (Fig. 6b). También ha sido detectada inmediatamente hacia el norte, sobre la margen izquierda del río Chubut.

Estas rocas, generalmente resultado de la acumulación de varios depósitos de flujos piroclásticos, si bien a veces de aspecto parecido a los de la Ignimbrita Barda Colorada, tienen escaso volumen y difusión. Su distribución está restringida al sector intracaldera, donde aparecen interestratificadas o cubriendo a las Tufolitas Laguna del Hunco (Fig. 6b). Constituyen varios afloramientos aislados, entre los que sobresalen los correspondientes a niveles ríscosos en las cercanías de la localidad I (Fig. 1).

En general están escasa a moderadamente soldados, aunque localmente desarrollan niveles vitrofíricos cercanos a su base, tal como se observa en la localidad I. La composición de los mismos es sumamente variable. Hay unidades constituidas esencialmente por pómez blanco-verdoso con tamaños de hasta 5 cm, a unidades ricas en trizas (tobas). Sus rasgos sobresalientes son la escasez de cristaloclastos y ausencia o pobreza de líticos.

En la localidad III (Fig. 1), se las ha encontrado intercaladas entre las Andesitas Estrechura y las Andesitas Huancache. En este lugar se ha ubicado un depósito peculiar, caracterizado por inclusiones alargadas andesíticas, que han sido extruidas en estado plástico (Fig. 6c). Estas inclusiones están constituidas por vidrio castaño, frecuentemente esferulítico, con microlitos de plagioclasa. Composicionalmente son riolitas.

Su edad coincide con la correspondiente a las Tufolitas Laguna del Hunco. Una datación K/Ar de Mazzoni *et al.* (1991), próxima al techo de las Tufolitas Laguna del Hunco, es de $43,4 \pm 2,2$ Ma. Este valor indica que la depositación de las Tufolitas Laguna del Hunco finaliza hacia el Eoceno Medio (43 Ma). Depósitos equivalentes en otras calderas como Bursum y Emory, han sido interpretadas como precursoras de las efusiones de riolitas foliadas asociadas con fracturas anulares (Elston 1982).

Riolitas Gualjaina (nom. nov.)

Se trata de riolitas rojizas con bandeamiento castaño verdoso (Fig. 7a), descritas como Rioltas Foliadas por Mazzoni y Aragón 1985).

Conforman domos de tamaño y forma variada (Fig. 7b), con espesores superiores a los 70 m. En varias localidades de intracaldera yacen sobre las Tufolitas Laguna del Hunco (cf. Mazzoni y Aragón 1985, fig. 10), como puede observarse al NO de puesto Alvarez, al oeste de la quebrada de la Horqueta, y especialmente al norte del puesto Carriqueo.

Contienen escaso cuarzo, muy subordinado a las plagioclasas (frecuentemente cumulares), opacos y raramente augita, circón, hipersteno y apatita. En sus vitrófiros basales se reconocen estructuras perlíticas, a veces con estructuras esferulíticas sobreimpuestas. La foliación está controlada por diferentes grados de desvitrificación, y en menor medida por el tamaño y cantidad de fenocristales. En algunos afloramientos se observa la gradación de brechas y obsidianas basales a tipos macizos hacia el interior de los cuerpos.

Estas riolitas foliadas constituyen junto a las tufolitas félsicas (tipo Tufolitas Laguna del Hunco) unidades diagnósticas de calderas antiguas (Swanson y McDowell 1984; Elston 1982).

Riolitas Cretton (nom. nov.)

Con esta denominación designamos a un grupo de coladas riolíticas castaño rojizas que, a diferencia de las Rioltas Gualjaina y de las Felsitas Piedra Parada, presentan notorio porfirismo de feldespatos. Son masivas y forman cuerpos tabulares potentes (de hasta 20 m), preferentemente coronando algunos de los cerros de la zona, como el Zeballos (Fig. 7c). Mucho menos abundantes que las Rioltas Gualjaina, llevan frecuentes vitrófiros basales y diaclasamiento oblicuo hacia el techo. No se ha observado su relación de base y por lo tanto se ignora su exacta posición estratigráfica. Una datación K/Ar del cerro Zeballos de $50,9 \pm 1,6$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991), si bien corrobora la edad Eoceno temprano para el inicio del com-

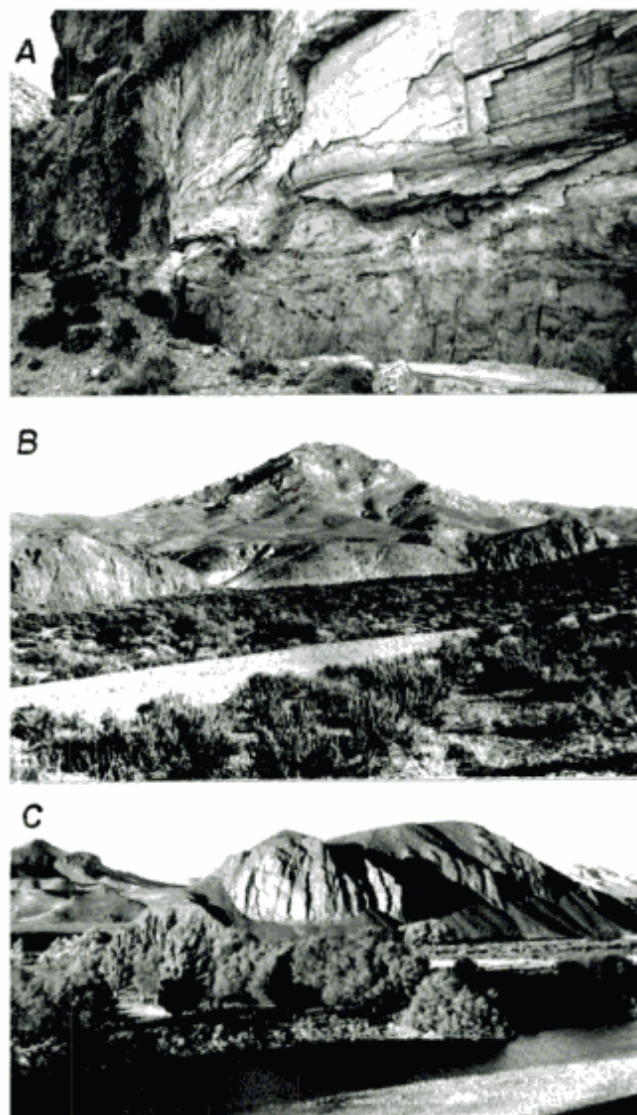


Figura 7: a, Rioltita Gualjaina con fuerte plegamiento de la foliación. Presentan brechas y vitrófiros basales. Margen izquierda del río Chubut, al norte de escuela de Piedra Parada; b, Cerro Fofu Cahuel constituido por Andesitas Huancahce. A media distancia, y a ambos lados de la foto, domos riolíticos probablemente de la unidad Rioltita Gualjaina; c, Relictos de basalto columnar pleistoceno sobre el valle actual del río Chubut. Zona III de la Fig. 1. A la izquierda de la foto el cerro Zeballos.

plejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio, no precisa su ubicación dentro del mismo.

Las lavas del cerro Zeballos se distinguen de las restantes por su textura hialopilítica (cristalitos tabulares alargados en pasta vítrea de coloración castaña), ausencia de cuarzo modal y bajo contenido de sílice, en comparación con otras lavas ácidas del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio. Llevan grandes plagioclasas esqueléticas, con creci-

mientos de feldespatos alcalinos libres de inclusiones, y augita, a veces cumular con minerales opacos. Estos últimos son abundantes en relación con otras riolitas del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio.

Andesitas Estrechura (nom. nov.)

Con esta denominación se separa una parte de los afloramientos que previamente fueron incluidos en la Formación Huitrera por Volkheimer y Lage (1981). Su distribución se ve limitada al sector interno de la estructura del "cauldron", aflorando en ambas márgenes del río Chubut (Fig. 1, sector central).

Es una secuencia esencialmente lávica, con algunas intercalaciones piroclásticas, mayormente pefíticas. Su composición es andesítica, con participación accesoria de basandesitas y andesitas ácidas.

Megascópicamente son rocas de color negro con tintes verdes o rojizos, en las que se distribuyen irregularmente microfenocristales de plagioclasa y mafitos, ambos con tamaños máximos de 2 mm.

Las observaciones microscópicas muestran que las plagioclasas son zonales, algunas con abundantes inclusiones de vidrio y/o clinopiroxeno, en ocasiones minerales opacos. Por lo general esas inclusiones no se distribuyen al azar, sino de dos modos característicos. El primero según una faja de espesor constante perimetral con núcleo libre de ellas. El segundo tipo forma diseño espiralado a partir del núcleo del cristal de plagioclasa.

Los mafitos están representados por olivina generalmente alterada a bowlingita. El mafito más común es augita inalterada y en forma de prismas cortos. Broncita se ha encontrado sólo en una muestra.

Las pastas son intergranulares a pilotácicas, constituidas por microlitos de plagioclasa, augita, magnetita, vidrio castaño (fresco). Son comunes los sectores cloritizados de mesostasis y de fenocristales, y raros las amígdalas rellenas con cloritas.

Una datación K/Ar de $47,2 \pm 1,7$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991) indica que también esta unidad se habría desarrollado en el Eoceno temprano.

Felsitas Piedra Parada (nom. nov.)

Esta unidad fue descrita en sus rasgos más importantes por Mazzoni y Aragón (1985, figs. 7 y 8) como Diques Felsíticos, y como Diques y Macizos Torrellíticos por Petersen (1946).

Constituyen los rasgos morfológicos más salientes en la topografía de la comarca. Entre ellos merecen mencionarse el *inselberg* de la Piedra Parada (Fig. 5c), el cerro de los Buitres, la barda Cuadrada y otros de menor escala (cf. Petersen 1946, mapa 1). En al-

gunos casos es posible observar la continuidad del dique con cortas coladas, tal como sucede al noreste de la pasarela de Piedra Parada. Estos diques cortan las Tufolitas Laguna del Hunco sobre las que provocan efectos térmicos y de arrastre ya descritos por Petersen (1946).

El río Chubut ha cortado estos diques emplazados sobre las fracturas anulares orientales de la caldera (Fig. 1) labrando espectaculares exposiciones en Piedra Parada. En ellas es posible observar la transición de la disyunción columnar vertical a horizontal, con tipos intermedios inclinados y curvos hacia la zona de extrusión, reflejo del enfriamiento por las paredes del conducto y por la superficie respectivamente. Es también evidente el aumento del carácter foliado hacia los bordes de los intrusivos a partir de una zona central masiva. Esta variación está acompañada por disminución del tamaño y abundancia de fenocristales. En la mayoría de los casos son rocas de coloración castaño-rojiza, fractura subconcoide y felsíticas a débilmente foliadas. Junto con el resto de las manifestaciones riolíticas descritas anteriormente representarían las *framework lavas*, esto es lavas felsíticas silíceas, derivadas de una cámara magmática a gran profundidad (Elston 1982).

Andesitas Huancache (nom. nov.)

Es una secuencia esencialmente lávica en la que participan intercalaciones de tobas de caída, aglomerados volcánicos y areniscas. Esta entidad comprende aquí parte de los afloramientos que Volkheimer y Lage (1981) mapearon como facies extraandina de la Formación Huitrera y también los que designaron como Formación El Mirador.

Junto con la Ignimbrita Barda Colorada constituyen el registro más voluminoso del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio, y sus productos apoyan sobre rocas ígneas y metamórficas, sobre la Ignimbrita Barda Colorada, y también sobre las Tufolitas Laguna del Hunco (Fig. 4). Desde el punto de vista del relieve, forman en el sector norte de la sierra de Huancache (Fig. 1), y la casi totalidad del sector sur, un conjunto de cerros de rumbo NO-SE. En este trabajo subdividimos las Andesitas Huancache en dos miembros.

Miembro inferior. Está constituido por lavas y diques andesíticos, basaltos y escasas riolitas (Fig. 7b). Su atributo distintivo es el porfirismo de plagioclasas tabulares, cuyo tamaño medio va de 5 a 10 mm. La coloración más frecuente es la morada, en ocasiones verde clara o negra. En el campo se presentan como afloramientos masivos, frecuentemente sin base expuesta. En la localidad I (Fig. 1) sus coladas apoyan

sobre la Ignimbrita Rulos, alcanzan más de 80 m de espesor, y son cubiertos por coladas basálticas del miembro superior. En el sector suroeste se presentan intruyendo a la Formación Cañadón Asfalto.

Microscópicamente son rocas con frecuentes texturas glomeroporfíricas, en general de plagioclasas, a veces de augita, con pastas pilotáxicas e hialopiliticas. Entre las plagioclasas predomina la oligoclasa zonada, con inclusiones y frecuente epidotización. Los mafitos están presentes como microfenocristales de piroxeno totalmente cloritizado. En ocasiones se observa broncita (muestra 86-75) y magnetita microporfírica. La pasta está constituida por microlitos de plagioclasa y vidrio translúcido verde claro. Son muy frecuentes las amígdalas con rellenos de material clorítico y epidótico.

Se han detectado asimismo muestras en las que aparecen cuerpos subredondeados de 0,5 mm de diámetro que contienen feldespatos, mafitos, magnetita y vidrio castaño, este último de composición marcadamente distinta al presente en la pasta e indicativo de la coexistencia de dos líquidos de distinta composición.

Corresponde a una secuencia calcoalcalina cuyas edades K-Ar (sector NO de la Fig. 1) son de $43,9 \pm 2,3$ y $43,0 \pm 1,7$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991).

Miembro superior. Este miembro corresponde en su mayor parte con la denominada Formación El Mirador. Es una secuencia basáltica generalmente oscura, a veces rojiza, afanítica, con algunas intercalaciones andesíticas.

Tienen microporfirismo de plagioclasa con fuerte zonación y/o de mafitos. La augita, por lo general fresca, está presente en todas las muestras de este miembro, con la variedad titanífera hacia el techo y presencia ocasional de broncita. La olivina es frecuente y a menudo está alterada en bowlingita. En la pasta se reconocen microlitos de plagioclasa, augita, magnetita y vidrio castaño. Las andesitas contienen vidrio verdoso claro.

A diferencia del miembro inferior, se emplazan también hacia el sector este, ocupando posiciones próximas a los extremos de la estructura semianular (Fig. 1). Los afloramientos del sector sur tienen rumbo NO-SE. Por el contrario los del sector norte, tienen rumbo NE-SO, evidenciando ambos un control estructural preexistente. Hacia el oeste, apoyan sobre el miembro inferior, en tanto que hacia el este lo hacen sobre la Ignimbrita Barda Colorada y sobre sedimentitas mesozoicas.

Es una secuencia con afinidad alcalina en sus términos más básicos y tardíos. Una datación K/Ar en el sector sur de $43,1 \pm 1,8$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991) indica que su extrusión ha sido inmediata respecto al miembro inferior, y confirma la edad eocena media propuesta por Aragón y Romero (1984).

Unidades pos-Complejo

Si bien no son aquí motivo de estudio específico hemos recogido información respecto a las unidades que van del Eoceno superior al Pleistoceno, que a modo de comentario general aquí incluimos.

En el área de la Fig. 1, la mayor parte de las unidades geológicas aflorantes según estudios previos son sedimentarias y se han atribuido, sin mayores argumentos, a la Formación Collón Cura. Los sedimentos son tobas, arcilitas, limolitas y areniscas. También se observan tobas calcáreas, margas y areniscas conglomerádicas finas (Volkheimer y Lage 1981; Lage 1982). Ocupan con disposición horizontal, las depresiones labradas principalmente en las Riollitas Gualjaina y las Andesitas Huancache.

Estas sedimentitas presentan gran similitud cromática con las Tufolitas Laguna del Hunco, lo que hace dudoso su reconocimiento sin un control litológico y/o cronoestratigráfico detallado. Esta característica ha inducido a Petersen (1946, mapa 2) a marcar erróneamente como "Tobas arcillosas del Colloncurensis-Friasense" afloramientos de las Tufolitas Laguna del Hunco. Aún más, en el mapa 1, delimita como "Tobas Redepositadas del Colloncurensis-Friasense" extensas exposiciones de tobas que corresponden a términos no soldadas de la Ignimbrita Barda Colorada. Consideramos que en el área descrita por Petersen (1946), no existen afloramientos -al menos conspicuos- que puedan correlacionarse con la Formación Collón Cura.

Por su parte, las rocas volcánicas aparecen al oeste del cañadón de la Buitrera, sobre la margen norte del río Chubut (Figs. 1 y 7c). Estos afloramientos comprenden al menos nueve coladas de basaltos olivínicos gris-negruzcos, muy vesiculares y/o amigdaloides (carbonáticos). Tienen microporfirismo de olivina, pasta afanítica con microlitos de plagioclasa, olivina, magnetita y nefelina normativa. Estos basaltos, han dado una edad K-Ar mínima de 1,1 Ma (Mazzoni *et al.* 1991) que los ubica en el Pleistoceno Temprano. Parecerían guardar similitudes con los basaltos de la Formación Cráter, que afloran hacia el norte de la Fig. 1, aunque la edad asignada a ellos es el Holoceno (Volkheimer y Lage 1981).

Marco estructural y tectónica

Según Volkheimer y Lage (1981) y Lage (1982) la región está caracterizada por lineamientos NO-SE, NE-SO y N-S, que han controlado los centros efusivos del miembro superior de las Andesitas Huancache. Localmente este esquema refleja el diseño regional trascurrente establecido por Dalla Salda y Franzese (1987, fig. 1) en el que puede advertirse la intersección de sistemas (Ancud-Río Chubut con otros, es-

pecialmente el NE-SO), en el sector de la caldera. Las observaciones de campo permiten corroborar, tal como fuera expresado por Petersen (1946), que la tectónica es importante en el sector. Esta característica queda claramente establecida por la existencia de fallamientos inversos (Fig. 5a) y corrimientos, los que son claramente visibles en los afloramientos cretácicos (cf. Petersen 1946, mapa 1, perfil II), donde también se observan pliegues-falla. Esta deformación afecta las Andesitas Alvár, (cf. Petersen mapa 1, p. 72) pero no al complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio. A este respecto debe agregarse que Spalletti (1994) establece que la cuenca de sedimentación de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán fue controlada por fallamientos transcurrentes de intraplaca (Fig. 2).

El fallamiento directo está limitado al colapso de la caldera (Fig. 3a) y ha sido ya analizado anteriormente (Mazzoni *et al.* 1991). A este respecto, debemos mencionar que en el sector III de la Fig. 1, se han encontrado afloramientos aislados de brechas, que pueden representar mesobrechas, facies asociadas con el fenómeno de colapso de la caldera (Lipman 1976).

Creemos que el fallamiento inverso provoca el afloramiento de la Fm. Lonco Trapial al SE de Piedra Parada; al igual que Figari y Courtade (1993), se sostiene una edad terciaria para la deformación en la región.

Fenómenos compresivos locales por nuevo empuje magmático (resurgencia) han provocado la formación del braquianticlinal de la Ignimbrita Barda Colorada y de las Tufolitas Laguna del Hunco en el área de quebrada de la Buitrera (Figs. 3 b y c). Esta quebrada (Fig. 5c) seguramente está controlada por fenómenos tensionales como sucede en la mayoría de los domos resurgentes (Smith y Bailey 1968).

De lo expuesto, se evidencia que el complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio se emplazó entre un bloque ígneo-metamórfico por el oeste, y el borde de la cuenca sedimentaria del Cretácico superior, límite probablemente controlado por lineamientos transcurrentes preexistentes (Figs. 1 y 2).

Finalmente, debemos señalar que un análisis detallado de la tectónica del sector excede el marco de este trabajo y es objeto de un estudio particularizado en desarrollo.

Discusión y conclusiones

Las manifestaciones del complejo se desarrollan en las cercanías de la intersección de sistemas mayormente transcurrentes con otro de orden continental (Sistema Gastre). La ubicación de calderas y en general de centros eruptivos en intersección de lineamientos y/o fallas es una característica generalizada (Druitt y Sparks 1984; Byers *et al.* 1989).

Para el área aquí estudiada, se considera que grandes y antiguos lineamientos han controlado la sedimentación cretácica, los que reactivados han servido para alojar la sedimentación post-eocena (cf. Dalla Salda y Franzese 1987). La variabilidad de los esfuerzos extensivos para generar la cuenca maastrichtiana-paleocena, compresivos para provocar su fallamiento inverso entre el Paleoceno y el Ypresiano, y nuevamente extensionales para producir el volcanismo del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio (Figs. 2 y 3a), son difíciles de interpretar. Sin embargo, la disposición de la Ignimbrita Barda Colorada en facies extracaldera sobre una superficie nivelada en las sedimentitas cretácicas sugeriría un intervalo no tan estrecho entre la compresión y el fenómeno extrusivo del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio.

Esta característica estructural podría ser entendida en términos de transpresión y transtensión sucesivos en función de esfuerzos variables. A este respecto es probable que el régimen transtensional asociado al complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio haya respondido a geometrías oblicuas de convergencia, las que pueden generar fenómenos extensionales tanto en el arco (Tibaldi 1992) como en el retroarco (Cole 1990).

Respecto al complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio, con las manifestaciones lávicas y piroclásticas descritas, entendemos que representa el desarrollo de las distintas etapas que caracterizan el modelo clásico de calderas (Smith y Bailey 1968) en ambientes continentales (Fig. 3).

La Ignimbrita Barda Colorada, inicio de la actividad magmática, conforma en su facies de extracaldera un extenso manto ignimbrítico que bordea el flanco estructural oriental de la caldera, representado actualmente por la sierras de la unidad Felsitas Piedra Parada (Figs. 3 y 4).

Consideramos, sobre la base de las características de las unidades aflorantes, que el colapso de la caldera debe haber sido en bloques y asimétrico *trap door*, con mayor hundimiento hacia el este. La existencia de dos grandes episodios ignimbríticos (miembro inferior y miembro superior) es sugestiva de otros tantos episodios de caldera en el mismo sector (anidado) o en regiones vecinas, que no se han identificado.

A su vez, el braquianticlinal de la quebrada de la Buitrera constituye el domo resurgente de la Ignimbrita Barda Colorada en facies intracaldera, sobre la que se han depositado en concordancia las Tufolitas Laguna del Hunco (Figs. 3a y b). Las Tufolitas Laguna del Hunco siguen periféricamente la inclinación del braquianticlinal, disposición que indica un lapso importante (el que corresponde a la parcial depositación de las Tufolitas Laguna del Hunco), para el nuevo empuje magmático que provoca la resurgencia (Marsh 1984). A partir de la resurgencia, los depósi-

tos finos de las Tufolitas Laguna del Hunco quedan restringidos a la faja semilunar que se extiende desde Laguna del Hunco hasta la Escuela de Piedra Parada, y que corresponde al foso *moat* de la Fig. 3.

El ascenso y presión magmática se canaliza posteriormente por vías de ascenso ubicadas en sectores periféricos al domo resurgente para constituir las unidades que hemos denominado Ignimbrita Rulos, Vitrofiros Buitrera, Riolitas Gualjaina, y Andesitas Estrechura, íntimamente asociadas con la acumulación de las Tufolitas Laguna del Hunco (Figs. 3c y 4). En cambio la edad de 51 Ma encontrada para las Riolitas Cretton podría indicar la existencia de efusiones precaldera, fenómeno frecuente en estas depresiones volcánicas (Henry y Price 1989).

Hacia el oeste del domo resurgente, se produce entonces la acumulación de las Andesitas Estrechura (47 Ma), primera aparición de lavas andesíticas en el complejo, las que localmente intercalan ignimbritas y/o riolitas de escaso volumen. Sus características composicionales permiten interpretarlas como *cauldron lavas*, esto es residuos en desequilibrio, poco profundos y ricos en cristales, generados a partir de la defluidización y eliminación de los materiales piroclásticos más diferenciados, que provocan el hundimiento de la caldera (Elston 1982).

La manifestación riolítica más joven está representada por las Felsitas Piedra Parada, cuyos diques y coladas cortas se instalan principalmente a lo largo de las fracturas que marcan el borde estructural de la caldera.

El último episodio del complejo volcánico-piroclástico del río Chubut medio está representado por la efusión de las Andesitas Huancache, que se sitúan al norte y sur del domo resurgente. El miembro inferior es andesítico, con escasas riolitas foliadas. Su distribución respecto del superior (basáltico con andesitas asociadas) es al oeste, y en forma externa a la estructura de resurgencia. Este último rebasa la zona de intracaldera y cubre parcialmente hacia el este la Ignimbrita Barda Colorada.

El alineamiento NE-SO de las Andesitas Huancache del sector norte, el NO-SE de las del sector sur, y la morfología de los afloramientos, indican efusiones con control fisural. A su vez, algunos de los términos basálticos del miembro superior, presentan titanogaugita, mostrando un pasaje gradual a términos alcalinos.

Finalmente, debemos advertir que las edades absolutas (K-Ar) deben considerarse como mínimas, y algunas de dudoso valor; es el caso de las Andesitas Alvár y la Ignimbrita Barda Colorada, que han dado edades radimétricas cercanas entre sí. Sin embargo, consideramos que las evidencias geológicas (fallamiento en Andesitas Alvár, denudación previa a la depositación de la Ignimbrita Barda Colorada) son sugestivas de un intervalo más largo que el expresado por la radimetría.

Las unidades postcomplejo están representadas por sedimentitas continentales epiclásticas, piroclásticas y calcáreas cuya antigüedad puede extenderse desde el Eoceno tardío al Plioceno, y por basaltos olivínicos del Pleistoceno temprano.

Agradecimientos

La presente investigación ha sido financiada por el CONICET a través del PID-BID "Estudio de la evolución geológica y recursos minerales del área norpatagónica" (número 123), bajo la dirección de Mario A. Iniguez Rodríguez a quien le estamos profundamente agradecidos. Parte de los trabajos de campo fueron también financiados por el PID "Estratigrafía y volcanismo terciarios de la cordillera Norpatagónica y el borde Occidental del Macizo Norpatagónico" (número 300590088). Se reconoce expresamente a los colegas Luis A. Spalletti, Carlos W. Rappela y Luis H. Dalla Salda quienes a través de diferentes discusiones con los autores, han permitido generosamente aclarar diferentes cuestiones geológicas en el área aquí tratada. Expresamos nuestro agradecimiento a Luis A. Spalletti la lectura y corrección del manuscrito, y a los árbitros del trabajo que han contribuido sensiblemente a la mejor comprensión y precisión del texto.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E. y Romero, E. J., 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 4: 475-507. S. C. de Bariloche.
- Aragón, E., Mazzoni, M. M. y Merodio, J. C., 1987. Caracterización geoquímica de la Ignimbrita Barda Colorada en el Río Chubut Medio. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Internacional Volcanismo Andino*, 4: 171-173, Tucumán.
- Archangelsky, S., 1974. Sobre la edad de la taoflora de la laguna del Hunco, Provincia del Chubut. *Ameghiniana*, 11 (4): 413-417.
- Baldoni, A., 1992. Palynology of the Lower Lefipán Formation (Upper Cretaceous) of Barranca de los Perros, Chubut Province, Argentina. Part I. Cryptogam spores and Gymnosperm pollen. *Palynology*, 16: 117-136.
- Byers, F. M., Carr, W. J. y Orkild, P., 1989. Volcanic centers of southwestern Nevada: evolution and understanding, 1960-1988. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B5): 5908-5924.
- Cole, J. W., 1990. Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 52: 445-459.
- Cunningham, C. G., Arribas, A., Arribas Jr., Rytuba, J. J. y Arribas, A., 1990. Mineralium Deposita, 25 [Suppl]: S21-S28.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J., 1987. Las megaestructuras del macizo y Cordillera Norpatagónica Argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias. *Revista Geológica de Chile*, 31: 3-13.
- Druitt, T. H. y Sparks, R. S. J., 1984. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Letters to Nature*, 310: 679-681.

- Elston, W. E., 1982. Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, southwestern New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8733-8750.
- Figari, E. G. y Courtade, S. F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 66-77. Mendoza.
- Goodell, P. C., 1985. Classification and model of uranium deposits in volcanic environments. IAEA-TC-490/8: 1-15.
- Gordon, A. y Ort, M. H., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41-42 30' L.S.). *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 120-127. Buenos Aires.
- Henry, C. D. y Price, J. G., 1989. The Christmas Mountains caldera complex, Trans-Pecos Texas. *Bulletin of Volcanology*, 52: 97-112.
- Lage, J., 1982. Descripción geológica de la hoja 43 C, Gualjaina. Provincia del Chubut. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 189: 1-72. Buenos Aires.
- Lesta, P. J. y Ferello, R., 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza A. F. (Ed): *Geología Regional Argentina*, pp. 601-653. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P. J., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Chubut Extraandino. En: *Geología Regional Argentina*, 2: 1307-1388. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lipman, P. W., 1976. Caldera-collapse breccias in the Western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin*, 87: 1397-1410.
- Marsh, B., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8245-8251.
- Mazzoni, M. M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleogeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 60-68.
- Mazzoni, M. M., 1988. Hialoclastitas ácidas en la Serie del Hunco. Complejo Volcánico-Piroclástico del río Chubut Medio. Segunda Reunión Argentina de Sedimentología *Actas*: 180-184.
- Mazzoni, M. M. y Aragón, E., 1985. El complejo Volcánico piroclástico de la Formación Huitrera (Paleoceno-Eoceno), en el área del Río Chubut Medio, República Argentina. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3: 275-300. Antofagasta.
- Mazzoni, M. M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 87-90. San Juan.
- Mazzoni, M. M., Rapela, C. W. y Kay, S., 1988. El vulcanismo eoceno de la Formación Huitrera en su localidad tipo (41° 43' S, 70° 21' W) Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista Comunicaciones, Número Especial*, 5º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes, p. 265. Santiago.
- Mazzoni, M. M., Aragón, E. y Merodio, J. C., 1989. La Ignimbrita Barda Colorada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 246-258, Buenos Aires.
- Mazzoni, M. M., Kawashita, K., Harrison, S. y Aragón, E., 1991. Edades radimétricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 150-158. Buenos Aires.
- Medina, F. A., Camacho, H. H., Malagnino, E. C., 1990. Bioestratigrafía del Cretácico superior-Paleoceno marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. *Actas 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 137-142.
- Nulló, E. F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia del Río Negro. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 158. Buenos Aires.
- Nulló, E. F. y Proserpio, C., 1975. La Formación Taquetren en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la patagonia, de acuerdo a la flora. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 133-150. Buenos Aires.
- Page, R., 1980. Los Conglomerados del Cañadón Pelado, departamento de Languiño, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 80-86.
- Page, R. y Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 41-58.
- Papú, O. H., Volkheimer, W., y Sepúlveda, E. G., 1988. Masulas de saliniaceae del Cretácico tardío de Nordpatagonia y sur de Mendoza, Argentina. Su importancia bioestratigráfica y paleoambiental. 5º Congreso Geológico Chileno, 3: 67-81. Santiago, Chile.
- Petersen, C. S., 1946. Estudios Geológicos en el Río Chubut Medio. *Boletín de la Dirección General de Minería y Geología*, 59: 1-137, Buenos Aires.
- Proserpio, C. A., 1978. Descripción geológica de la hoja 42 d, Gastre. Provincia del Chubut. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 159: 1-75, Buenos Aires.
- Rapela, C. W. y Kay, S. M., 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of Northern Patagonia. *Episodes*, 11 (3): 175-182.
- Rapela, C. W. y Pankhurst, R. J., 1992. The granites of Northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B. C., Alabaster, T. y Pankhurst, R. J. (Eds.): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society of America, Special Publication, 68: 209-220.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C. y Aragón, E., 1984. El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la provincia volcánica Andino-Patagónica. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 1 (8): 189-213.
- Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Merodio, J. C. y Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary Volcanism in the Patagonian Andes (40° S - 42° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (1): 75-88.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico, provincia de Río Negro. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 148: 1-77. Buenos Aires.
- Rytuba, J. J., 1981. Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera. En: Dickinson, W. R. y Payne, W. D. (Ed.), *Arizona Geological Society Digest Volume 14*: 227-236.
- Smith, R. L. y Bailey, R. A., 1968. Resurgent cauldrons. En: Coats, R. R. (Ed.): *Studies in Volcanology (Williams volume)*, Geological Society of America Memoir, 116: 613-662.
- Spalletti, L., 1994. Estuarine and shallow marine sedimentation in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Paso del Sapo - Lefipán Basin, West-Central Patagonia (Argentina). 14th. International Sedimentological Congress, Abstracts: 27. Recife, Brazil.
- Swanson, E. R. y McDowell, F. W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field, Western Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8787-8799.
- Tibaldi, A., 1992. The role of transcurrent intra-arc tectonics in the configuration of a volcanic arc. *Terra Nova*, 4: 567-577.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107, Buenos Aires.
- Volkheimer W., y Lage J., 1981. Descripción geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 181: 1-71, Buenos Aires.

Recibido: 16 de diciembre, 1994

Aceptado: 27 de mayo, 1997

Patrón espacial y dinámica de canales de sobrelavado de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego

Gustavo Gabriel BUJALESKY

CONICET, Centro Austral de Investigaciones Científicas,
Av. Malvinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

ABSTRACT. *Spatial pattern and dynamics of the washover channels of the northern Atlantic coast of Tierra del Fuego.* The northern Atlantic coast of Tierra del Fuego displays the regime of a macrotidal range and is subject to high energy waves and strong westerly winds. Reflective beaches and transgressive littoral forms are composed of gravel and coarse sand. Regularly spaced washover channels develop on the crests of the Atlantic beaches of El Páramo and Río Chico spits. These channels are active under storm waves or swell during spring tides. The washover channels of the Atlantic beach of El Páramo spit were formed as the result of subharmonic edge waves generated by incident waves with periods of 11 to 17 seconds. The repeat cycle of the minor episodic events varied between 6 and 24 months. The non periodicity spacing of the washover channels on this beach indicates superimposed events of different wave periods. The modal spacing (90 m) could be related to subharmonic edge waves generated by incident waves with periods of 15 seconds. The waves in San Sebastián Bay rework the sediments of the washover fans at the inner side of El Páramo spit, rebuilding the bay beach ridge and plugging the backbarrier mouth of the washover channels. This process mitigates demolition of the spit crest. The washover channel spacing at Río Chico spit suggests that they have been affected mainly by subharmonic edge waves generated by incident waves with periods of 7 seconds, a feature related to a steeper subtidal topography than at El Páramo spit. A fossil gravel beach ridge at El Páramo spit shows regular and periodic spaced washover channels, carved by a single episodic event of high-energy incident waves with a period of 6 seconds. Such waves are generated within Bahía San Sebastián by extreme south-westerly winds, during a maximum high tide level. The upper part of the tidal flat of Bahía San Sebastián presents lines of cheniers cut by regularly spaced washover channels. The cheniers and washover-channels could have originated simultaneously by infragravity edge waves forced by Atlantic storm waves; the cheniers being coincident with edge waves nodes, and the washover channels being related to the antinodes. Incident waves with periods of 15 to 17 seconds, linked to the longest washover spacings at the Atlantic beach of El Páramo spit, could be related to the cheniers and formation of their washover channels.

Introducción

La costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego se caracteriza por estar sometida a un régimen macromareal, olas del Atlántico de elevada energía y fuertes e intensos vientos provenientes del oeste. La bahía San Sebastián, de 35 km de largo y 25 km de ancho, presenta una extensa planicie de mareas de hasta 10 km de extensión y está parcialmente cerrada por la península el Páramo, una espiga de gravas de unos 20 km de largo (Fig. 1). Hacia el sur de la bahía San Sebastián y al este del río Chico se presenta una planicie de cordones litorales de grava a lo largo de unos 32 km en dirección nortesur. En la zona de la desembocadura del río Chico, esta planicie finaliza en un cordón solitario en forma de espiga. La espiga "El Páramo" progradó hacia el

sur al tiempo que migraba hacia el oeste sobre la planicie de mareas, mientras que los cordones de grava del río Chico progradaron hacia el sur a expensas de erosión en su flanco Atlántico, adquiriendo ambas formas carácter transgresivo. La playa actual de la espiga "El Páramo" y de la planicie de cordones del río Chico están constituidas por grava y arena gruesa, siendo del tipo reflectivo.

El sobrelavado (*overwash*) es un proceso episódico, que sólo se produce durante tormentas o con oleaje de mar de leva de alta energía del Atlántico, proveniente del nor-noreste, en pleamares equinocciales de sicigia de perigeo (mayores a 10,4 m). Bajo estas condiciones las olas sobrepasan la espiga "El Páramo" (en su sector central, Figs. 2a y 3) y la sección distal de la espiga de la desembocadura del río Chico (Fig. 2b), transportando sedimento perpendicular-

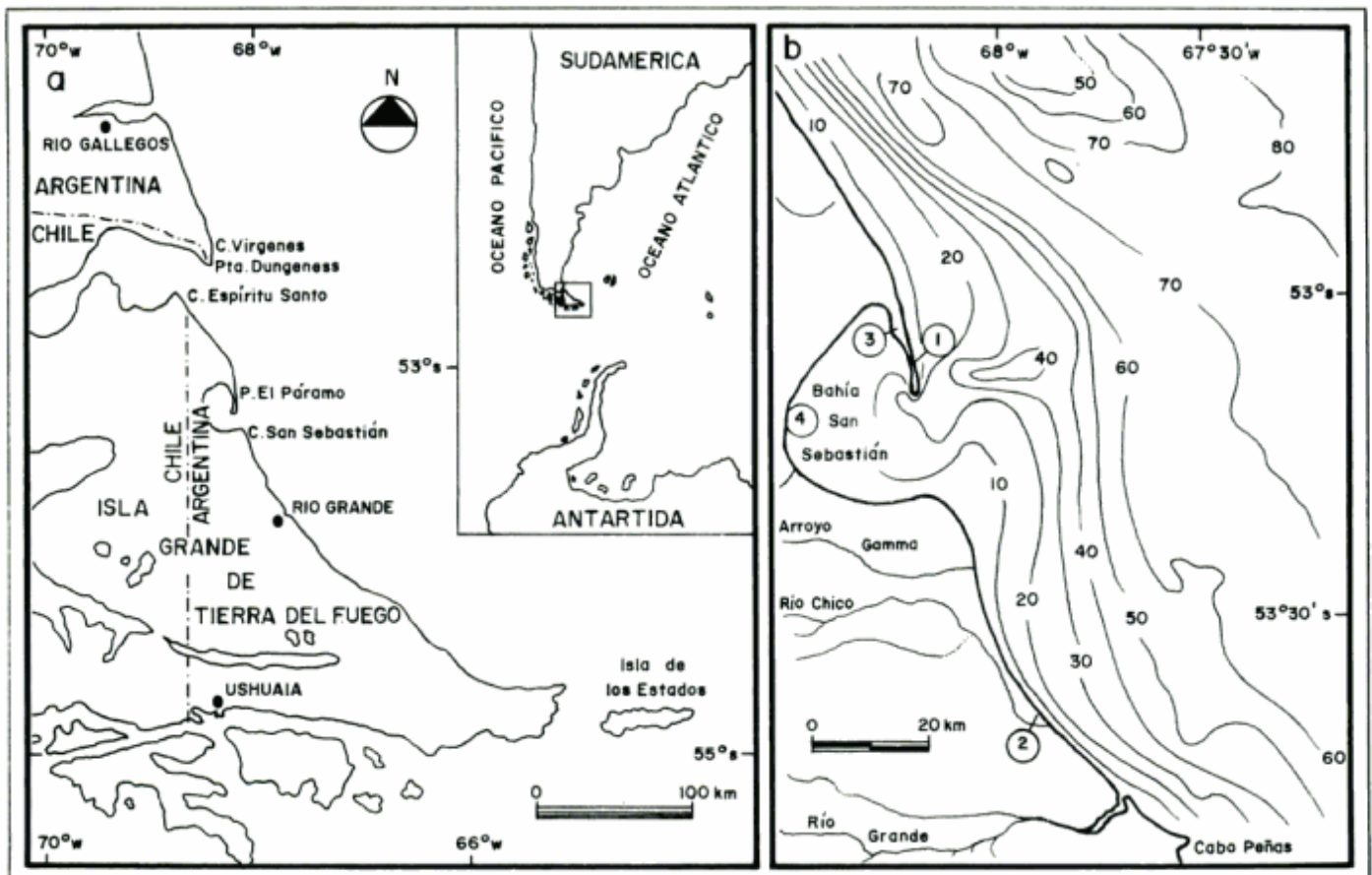


Figura 1: a. Ubicación geográfica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. b. Ubicación de los canales de sobrelavado, (1) playa Atlántica de la espiga El Páramo, (2) playa atlántica próxima a la desembocadura del río Chico, (3) cordón litoral fósil de la espiga El Páramo, (4) *Cheniers* de la bahía San Sebastián. Las profundidades están expresadas en metros y referidas al nivel de bajamares de sicigia (documentos utilizados: cartas náuticas 62 y 90 del Servicio de Hidrografía Naval y mapa batimétrico 1:100.000 realizado por Geomarine, 1989, para TOTAL AUSTRAL).

mente a estas formas hacia sus flancos internos. Por este proceso, se originan formas permanentes que se denominan canales de sobrelavado. Hacia el interior, se originan formas acumulativas de diseño triangular en planta, llamados abanicos de sobrelavado. El sobrelavado contribuye a la migración hacia tierra adentro y al comportamiento transgresivo de las formas litorales.

Numerosos canales de sobrelavado, originados bajo condiciones hidrodinámicas diferentes, se observan en uno de los cordones litorales fósiles del sector septentrional de la espiga "El Páramo" (Fig. 2c), como consecuencia de la acción del oleaje de la bahía producto intensos y fuertes vientos del oeste.

En la zona supramareal de la planicie fangosa de la bahía San Sebastián se observan alineaciones de cheniers cortadas por canales de sobrelavado, originados por olas de tormenta del Atlántico, probablemente con un gran período de retorno (Fig. 2d).

Este trabajo tiene por objetivos: a) el análisis del patrón espacial de los canales de sobrelavado de los diferentes sectores de la costa atlántica de Tierra del Fuego, b) la vinculación de los canales con la dinámica de olas que les dió origen y c) el rol de estos canales en la evolución de las formas litorales.

Condiciones climáticas

El clima de la Isla Grande de Tierra del Fuego carece de influencias continentales y esta determinado por su ubicación en latitud media-alta dentro del cinturón de vientos del oeste (40° - 60° S), en el trayecto de los ciclones que se desplazan hacia el este y próxima al hielo antártico (Tuhkanen 1992). La cordillera de los Andes provoca un gradiente climático pronunciado desde el oeste hacia el este y de sur a norte. La temperatura media anual en Río Grande es de aproximadamente 5° C a 6° C, y la lluvia es de 340 mm/año

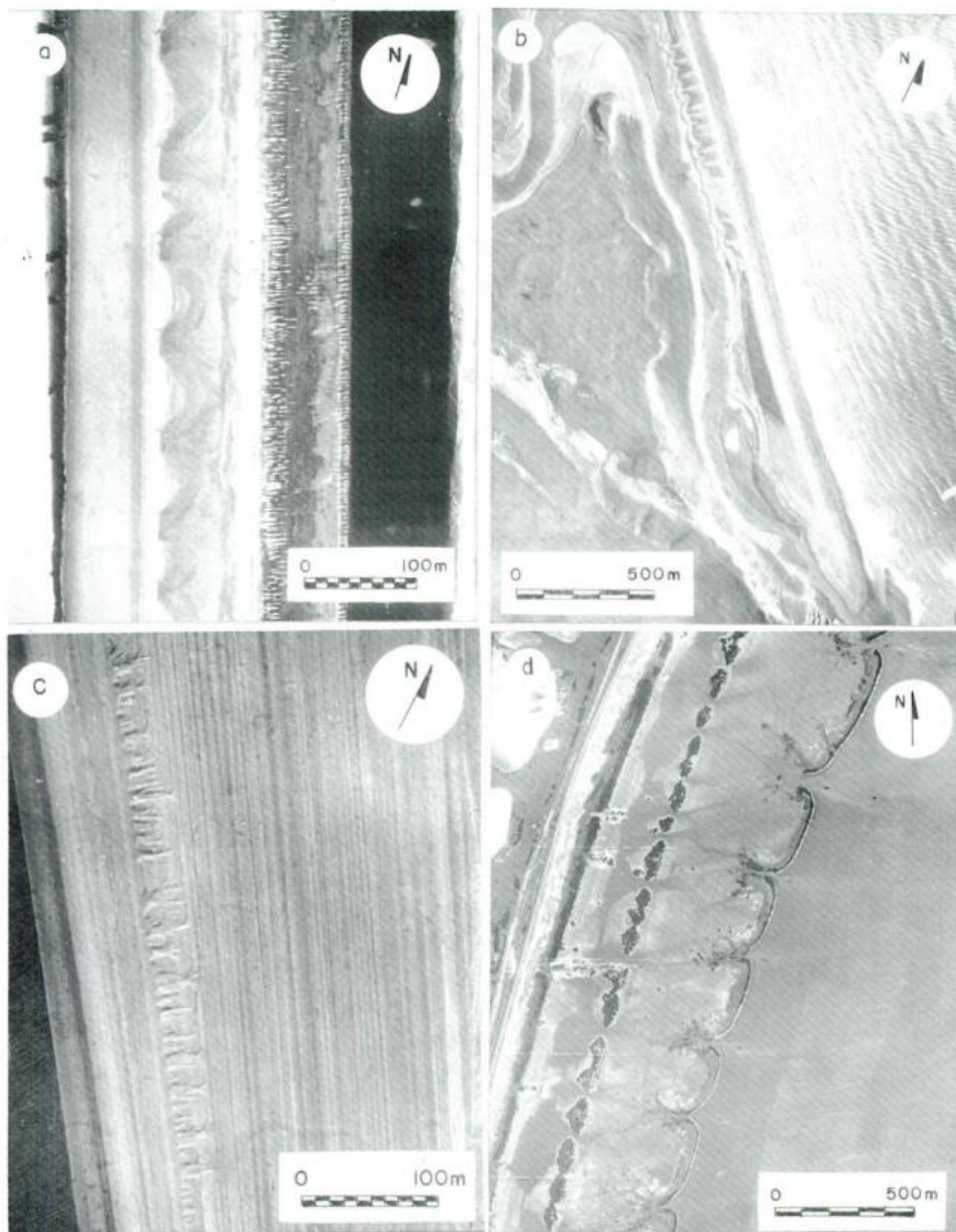


Figura 2: Canales de sobrelavado de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego: **a**, sector central de la espiga El Páramo (océano a la izquierda, bahía a la derecha); **b**, espiga de la desembocadura del río Chico; **c**, cordones litorales fósiles de la espiga El Páramo originados por el oleaje interior en la bahía San Sebastián; **d**, *cheniers* de la sección superior de la planicie de mareas de la bahía San Sebastián (a partir de fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval, 1970-71).

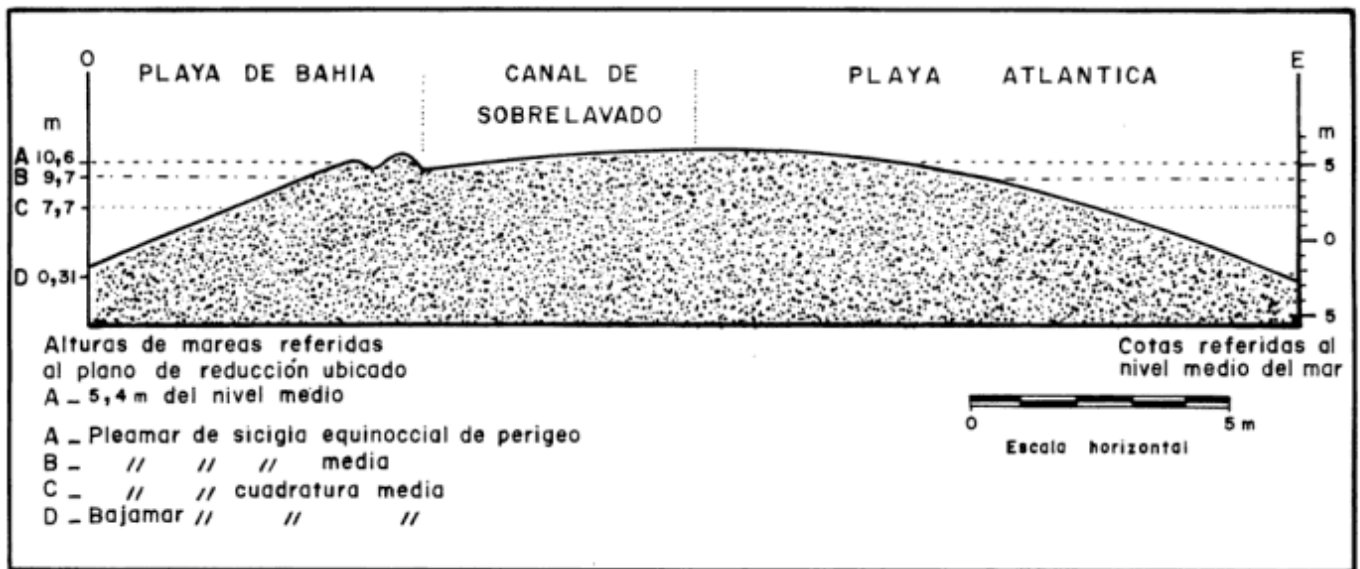


Figura 3: Perfil topográfico transversal al sector central de la espiga El Páramo, realizado a lo largo de un canal de sobrelavado (Bujalesky 1990).

(Servicio Meteorológico Nacional 1986). Los vientos más frecuentes son los del oeste (frecuencia anual: 39,3%, velocidad media: 33 km/h). La calma tiene una frecuencia media anual de 24,2 % y los vientos más persistentes y fuertes ocurren en primavera y verano. Los vientos provenientes del norte y noreste tienen frecuencias de 5,3 % y 3,2 %, respectivamente, y velocidades de 26 km/h y 20 km/h. Su baja frecuencia indicaría que las olas predominantes en la costa atlántica del sector N-NE tiene su origen mar adentro.

Condiciones hidrodinámicas

La marea para la costa atlántica de la Tierra del Fuego, es de tipo semidiurno. La onda de creciente alcanza una velocidad de 2 nudos (3,8 km/h), en dirección noroeste (Servicio de Hidrografía Naval 1981). La amplitud de las mareas de sicigias equinocciales de perigeo para la bahía San Sebastián es de 10,4 m y la de cuadraturas de 2,8 m (Servicio de Hidrografía Naval 1996); mientras que para la desembocadura del río Chico son de 9,27 m y 2,37 m, respectivamente (D'Onofrio *et al.* 1989).

El clima de olas es relativamente benigno en la costa atlántica de Tierra del Fuego debido al predominio de los vientos fuertes del oeste. A partir de una recopilación de observaciones de barcos para el área comprendida entre la costa y el meridiano 65° O y entre los paralelos 50° S y 55° S para el período 1949-1968, IMCOS Marine Limited (1978) señala: a) una baja frecuencia de olas con alturas mayores a 3,5 m; b) el 20% de las olas observadas tuvieron un

promedio anual de alturas menores a 1 m; b) las olas de período largo mostraron baja frecuencia y las olas con períodos iguales o mayores a 10 segundos provinieron del sector este a noreste; c) para temporales de 41-47 nudos provenientes de cualquier dirección comprendida entre el N y ESE con un período de retorno de 50 años se estimó una altura de ola extrema de 12 m y un período de 11,5 segundos para una profundidad de 50 m, con nivel de marea de sicigia; d) esta ola extrema estimada rompería a una profundidad total de 15 m (profundidad de la carta náutica + altura de marea por encima del plano de referencia + onda de tormenta) y estaría cerca al punto de rompiente a una profundidad de 10 m en pleamar de sicigia.

Registros de un año de duración realizados con olígrafos por la Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques y Geomatter (1985) en el área de Cullen (52° 49' 19,1" S - 68° 13' 52,3" O, inmediatamente al norte de la bahía San Sebastián) indicaron: a) una altura máxima de ola de 5,86 m; b) una altura significativa máxima de 3,43 m; c) una altura significativa media de 1,02 m; d) un período máximo de 17,5 segundos; e) un período significativo máximo de 12,9 segundos; f) un período significativo medio de 5,5 segundos; g) las alturas de olas mayores a 3 m correspondieron a períodos de 7 a 9 segundos; h) los períodos más largos estuvieron asociados a alturas de olas de 1,25 m; i) las olas de mar de leva más fuertes se observaron asociadas a vientos del noreste; j) la altura de ola extrema estimada sería de 5,8 m para vientos del NE al E y de 7 m para vientos del N, para un período de retorno de 50 años.

Las olas incidentes sobre la playa atlántica de la península el Páramo y la desembocadura del río Chico, en pleamar y sobre la zona intermareal alta (con pendiente de 6° a 7°), dan origen a rompientes de volteo (*plunging*). En bajamar, queda expuesta la zona intermareal baja, subhorizontal, originándose rompientes de derrame (*spilling*). Sobre la playa interna de la espiga El Páramo inciden olas de viento, con crestas de escaso desarrollo a lo largo de la costa. En la zona intermareal alta de esta playa (con pendiente de hasta 8°) se han observado rompientes de hundimiento, con alturas de 1 a 1,5 m (para vientos de más de 60 km/h) y períodos de 3 a 5 segundos. Para la bahía San Sebastián, se han estimado vientos extremos del sector SO a NO de 67 nudos de velocidad media sobre una hora (IMCOS Marine Limited 1978) y de 64 nudos de velocidad media sobre 10 minutos (Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques y Geomatter 1985) para un período de retorno de 50 años. Para estas condiciones, utilizando el programa de ajuste de vientos y crecimiento de olas del Automated Coastal Engineering System (Coastal Engineering Research Center 1992), para aguas someras y alcance de viento limitado, se han calculado alturas de olas espectrales significativas de hasta 2,74 m y períodos máximos del espectro de olas de 5,89 segundos (velocidad media de sobre una hora: 67 nudos; dirección del viento: N 225° E; alcance: 28,9 km; duración del viento de 1 hora).

Geomorfología litoral

Bahía San Sebastián

La bahía San Sebastián ocupa un amplio valle labrado por los glaciares durante el Pleistoceno y posteriormente remodelado por la acción marina durante la transgresión holocena. Hacia el norte limita con una costa acantilada constituida por depósitos glaciogénicos (Drift Tapera Sur según Codignotto 1979; Codignotto y Malumián 1981) con una edad mayor al evento Illinois (>400.000 años AP; Drift Pampa de Beta, Drift Río Cullen y Drift Serranías de San Sebastián según Meglioli *et al.* 1990; Meglioli 1992). En su flanco meridional, los acantilados se encuentran labrados en areniscas deltaicas del Mioceno (Formación Carmen Silva; Codignotto y Malumián 1981). Esta bahía presenta distintos ambientes (Ferrero *et al.* 1987; Vilas *et al.* 1987a, 1987b; Ferrero y Vilas 1988; Isla *et al.* 1991, 1994):

Marisma fósil. Hacia el oeste de la ruta nacional N° 3 se desarrolla una marisma inactiva. Este sector de la planicie era inundado episódicamente por el mar previamente a la construcción de la ruta y actualmente está sometida a una fuerte deflación, fa-

voreciendo la generación de lagunas someras temporarias, que migran y se alargan hacia el este.

Marisma superior. Esta controlada por procesos de deflación y en ella se encuentran rodales de 1-2 m de *Salicornia*, dispersos sobre la planicie fangosa, que son progresivamente cubiertos por sedimentos en su flanco de barlovento y colonizados luego por arbustos de *Lepidophyllum*, mientras que gramíneas colonizan el flanco oriental de sotavento.

Cordones litorales de grava. Las olas atlánticas que ingresan en la bahía provocan una deriva de la grava hacia el noroeste a lo largo de su costa meridional. El río San Martín constituye el límite septentrional de la progradación de la planicie de cordones litorales de grava y arena gruesa.

Cheniers. Hacia el norte del río San Martín, los procesos litorales retrabajaron valvas y arenas dando origen a *cheniers* sobre la planicie fangosa. Estos están constituidos por fragmentos de pelecípodos, gastrópodos, equinoideos de la zona submareal y huesos de cetáceos, transportados hacia la costa durante temporales del este, en una matriz arenofangosa. Se observan tres alineaciones principales de *cheniers* espaciadas entre 240 y 560 m. La más vieja es continua y se extiende más al norte que las otras. La línea más reciente, de 13 km de longitud, consiste en unidades de 125 a 600 m de largo y 0,8-1 m de altura separados por canales de sobrelavado. El proceso de sobrelavado recurvó los extremos de los *cheniers* hacia el oeste y originó abanicos de sobrelavado de fango y valvas.

Los cordones de grava y los *cheniers* son el resultado de la acción de tormentas en la bahía y difieren por el hecho que el río San Martín limita el transporte de la grava a lo largo de la costa.

Planicie de mareas. La corriente de mareas se desplaza en sentido dextrógiro dentro de la bahía y el tamaño de grano decrece en esa dirección. Hacia la costa meridional de la bahía y al pie de los cordones litorales se extiende una planicie arenosa que constituye una superficie plana o con óndulas sin el desarrollo de canales de marea. Próximo a la desembocadura del río San Martín se desarrolla una planicie mixta, caracterizada por laminación ondulosa, lenticular y *flasser*. La planicie fangosa ocupa el área más amplia de la planicie de mareas (de hasta 10 km de ancho) y comprende una zona superior muy plana y uniforme y una zona inferior donde se desarrolla una red de drenaje de canales de mareas meandriformes de hasta 50 m de ancho y profundidades mayores a 3 m. La pendiente de la planicie de mareas varía de 0,1% (en su sección septentrional) a 0,15% (en su sección central).

Península El Páramo

La península El Páramo es una espiga de grava que se desarrolla sobre una plataforma de abrasión labrada en depósitos glaciogénicos, limitando hacia el sur con un canal de 36 m de profundidad, de origen fluvio-glacial. La sección septentrional de la espiga muestra una planicie de cordones litorales, donde los más viejos, con rumbo O-E, son paralelos a un paleocantilado y los más jóvenes desarrollaron progresivamente una línea de costa cóncava hacia tierra. Hacia el sur, se desarrolla una planicie de 200 cordones litorales (de 1200 m de ancho y 8 km de largo) mostrando una orientación N-S y una línea de costa convexa hacia tierra. Los cordones nororientales son los más viejos y fueron disectados por erosión. Están compuestos por grava gruesa. Hacia la costa que enfrenta a la bahía los cordones avanzan hacia el norte y representan la progradación episódica de la grava sobre la planicie de mareas. Estos dos complejos de cordones litorales representan diferentes estadios del crecimiento de la espiga, bajo condiciones de disminución progresiva de la energía de ola en su flanco interno como consecuencia de la progradación de la planicie de mareas. Uno de estos cordones fósiles, situado a 50 m al este del cordón actual, muestra numerosos canales de sobrelavado a lo largo de unos 1400 m, producto de un evento episódico de olas de gran energía en las aguas de la bahía.

El sector central (7 km de largo), presenta líneas de costa paralelas y tiene un ancho de 50 m durante la marea alta y de 200 m en bajamar (Fig. 3). Este sector muestra numerosos canales de sobrelavado, a lo largo de 5 km, que son activos con olas de tormenta u olas de mar de leva con mareas de sicigia. Estos canales son formas permanentes, con aspecto de embudo estrechándose hacia la bahía y separados por zonas elevadas, semicirculares en planta. Las bocas de entrada, hacia el flanco atlántico, presentan un ancho que varía entre 25 y 95 m (media: 70 m), mientras que las bocas de salida hacia la bahía tienen un ancho de 5 a 60 m (media: 25 m). La profundidad de los canales llega a 0.70 m y con pendiente dirigida hacia la bahía. El lecho de los canales de sobrelavado está formado por sedimentos mal seleccionados granulométricamente, desde bloques a arena mediana, con estructuras de corriente hacia la bahía.

Otro tipo de formas originadas por este proceso son los abanicos de sobrelavado, conformados por los sedimentos que alcanzan la playa de la bahía. Posteriormente al evento de sobrelavado, sus detritos son reordenados rápidamente por el intenso oleaje de las aguas de la bahía, conformando una nueva cresta a manera de "tapón", que cierra el canal, volviendo a dar continuidad al cordón litoral de la bahía (Fig. 4a).

Ligado al sobrelavado, se produce la sobredeposición (*overtopping*; Orford y Carter 1982). Este proceso ocasiona una acreción vertical de la cresta de berma de tormenta y se produciría antes que el nivel de la pleamar alcance su pico máximo o inmediatamente después. De esta forma, sobrelavado y sobredeposición se originan conjuntamente y están interdigitados rítmicamente. La cresta de la berma de tormenta de la playa atlántica, en el sector central de la península el Páramo, presenta discontinuidad debido a este fenómeno.

El sector meridional tiene forma triangular, con un ancho máximo de 900 m y una longitud de 2 km. El flanco occidental comprende unos 60 cordones litorales de grava gruesa. Los cordones más jóvenes son asintóticos con la línea de costa actual mientras que los más viejos han sido erosionados. Sobre el flanco oriental se observa un número equivalente de cordones litorales, cortados por la erosión en su sección septentrional. Ambos juegos de cordones se hallan imbricados a lo largo de una línea media, paralela a la costa occidental actual.

Planicie de cordones litorales del río Chico

La línea de costa entre los cabos San Sebastián y Domingo (ubicado a 15 km al noroeste de Río Grande) muestra, en planta, una forma suavemente cóncava con rumbo noroeste-sureste. A unos 16 km al sur de cabo San Sebastián y hacia el este del río Chico, se observa una extensa planicie de cordones litorales de grava del Holoceno. Estos cordones representan sucesivas y episódicas etapas de crecimiento hacia el sur que provocaron la migración de la desembocadura del río Chico en esa dirección (Codignotto y Malumián 1981; Codignotto 1990). Los cordones más antiguos de esta planicie fueron totalmente erosionados y los más jóvenes tienden a ser asintóticos con la línea de costa actual. La sección distal de esta planicie de cordones litorales muestra signos de erosión y posterior crecimiento de un cordón solitario en forma de espiga dando lugar a la formación de una marisma hacia su flanco interno. Este hecho indica pulsos y relativa escasez en el aporte de sedimentos necesario para mantener la estabilidad de la playa sometida a un fuerte y unidireccional transporte a lo largo de la costa. El desarrollo de la planicie de cordones litorales ha acompañado el paleorelieve de la plataforma de abrasión, de profundidad relativamente uniforme a lo largo del sentido de progradación (N-S). Sobre la espiga terminal se presentan numerosos canales de sobrelavado con desarrollo de abanicos de sobrelavado hacia el flanco interno. Son activos solamente los más jóvenes, vinculados al tramo final del río; mientras que los más viejos (septentrionales y relacionados

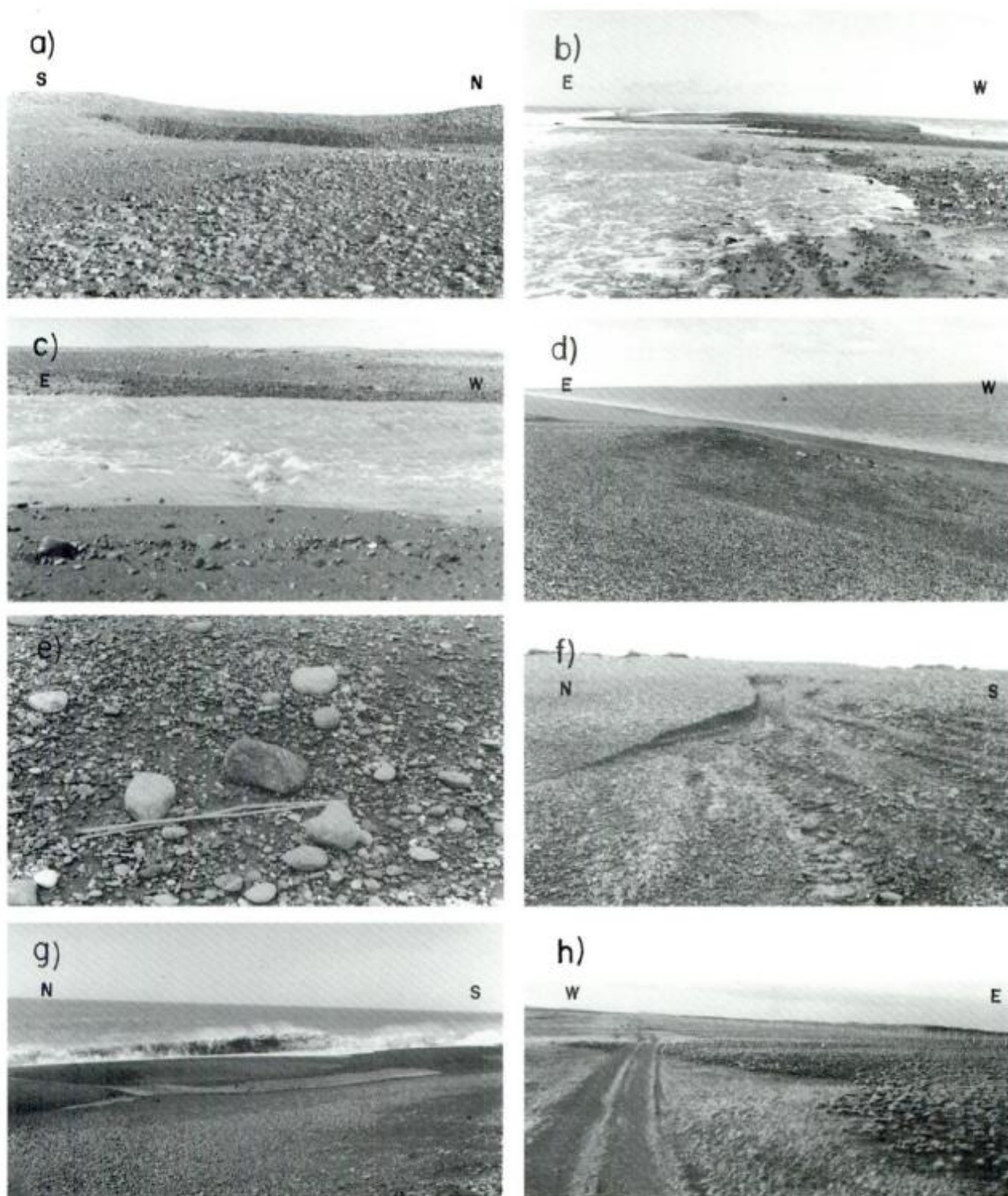


Figura 4: a, Desembocadura de un canal de sobrelavado del sector central de la espiga El Páramo obturada por la acreción del cordón litoral superior de la playa de la bahía; b, Sobrelavado en el sector central de la espiga El Páramo (20/2/88); c, Canal activo durante el evento de sobrelavado ocurrido el 20/2/88; d, Abanico de sobrelavado sobre la playa de bahía de la espiga El Páramo constituido por 400 m³ de sedimentos, transportados desde la playa atlántica (20/2/88); e, Bloques, grava y arena del frente del abanico de sobrelavado (escala de referencia = 1 m); f, Cárcava de 70 cm de profundidad generada en la playa de bahía por las corrientes de salida de un canal de sobrelavado y la descarga de agua infiltrada en el núcleo de la espiga El Páramo; g, La cresta de berma de mareas de la playa atlántica de la espiga El Páramo durante el sobrelavado del 20/2/88 operó como una barra donde se producía la rompiente, formándose por detrás un canal paralelo a la costa y perpendicularmente a ella canales de descarga espaciados cada 50 m; h, Abanicos de sobrelavado fósiles en el flanco interno de la espiga de la desembocadura del río Chico.

con la marisma) muestran abanicos colonizados por la vegetación (Fig. 4h).

Morfodinámica de la playa actual

El estado morfodinámico de una playa se reconoce a partir de la morfología, circulación de corrientes, comportamiento de la zona de rompiente, tipo de rompientes y frecuencia de las ondulaciones resonantes de la ola incidente. Wright y Short (1983) reconocieron seis estados morfodinámicos: disipativo, barra y canal paralelos a la costa, barras y playas rítmicas, barras y corrientes de retorno perpendiculares a la costa, terraza de bajamar y reflectivo.

Los extremos disipativo y reflectivo se distinguen por el coeficiente de escala de rompiente (Guza e Inman 1975):

$$\epsilon = a \omega^2 / g \tan^2 \beta$$

a: amplitud de la rompiente; ω : frecuencia de la ola incidente ($2\pi/T$; T: período); g: aceleración de la gravedad; β : pendiente de la zona de rompiente

El estado reflectivo se presenta cuando el ϵ es menor que 2,5 (Guza e Inman 1975; Guza y Bowen 1977). Las rompientes son del tipo surgente (*surging*), generándose olas de borde subarmónicas (*subharmonic edge wave*). Cuando ϵ excede el valor de 2,5 las rompientes son de volteo (*plunging*). Las playas de de grava, con pendientes mayores a 5° ($\tan \beta = 0,087$), tienden a pertenecer al dominio reflectivo (Carter y Orford 1984).

El estado disipativo se da para valores de ϵ mayores a 30. Se presenta en playas de aguas poco profundas y con valores de pendiente pequeños ($\tan \beta = 0,01$ a $0,02$), con rompientes de derrame (*spilling*). En estas condiciones las olas de borde que se originan tienen períodos mucho más grandes que los de las olas incidentes, siendo comunes los períodos de 100 segundos. Estas ondas de baja frecuencia y gran longitud de onda reciben la denominación de olas de borde de infragravedad (con períodos mayores a 20 segundos).

La playa atlántica septentrional de Tierra del Fuego, compuesta por grava y arena gruesa es de características reflectivas (en marea alta), pudiéndose diferenciar en ella cinco zonas: cresta de berma de tormenta, terraza de lavado de tormenta, cresta de berma de mareas, zona intermareal alta y zona intermareal baja. La playa atlántica de la espiga "El Páramo" presenta un desnivel entre cresta y base de unos 9,5 m y las distintas zonas tienen las siguientes características (Bujalesky *et al.* 1987; Bujalesky 1988, 1990):

a) Cresta de berma de tormenta. Está constituida por un 72 % de bloques y grava gruesa formas discoi-

dales (imbricados) y un 28 % de arena mediana a muy gruesa. La pendiente media es de $3,5^\circ$ y su extensión es de unos 15 m.

b) Terraza de lavado de tormenta. Está conformada por un 64 % de bloques y grava mediana a gruesa, apoyando sus superficies mayores sobre arena mediana y muy gruesa. La pendiente es de unos 2° y la extensión media de 25 m. Los sedimentos de esta zona y la anterior son movilizados durante tormentas o por olas de alta energía, en pleamares equinociales de sicigia de perigeo con alturas de 10,3 a 10,6 m.

c) Cresta de berma de mareas. Presenta grava fina y mediana (con imbricación hacia el mar), sin arena intersticial en superficie. Abarca unos 10 m. Su posición varía de acuerdo a las pleamares de cuadratura de 7,1 m y las de sicigia de 10,3 m.

d) Zona intermareal alta. Esta zona muestra un predominio de arena mediana en la sección próxima a la cresta de berma de mareas, incrementándose playa abajo el porcentaje de gravas, hasta ser dominante en el pie de playa donde la fracción psamítica es sábulo. El porcentaje de grava para esta zona es de un 42 % contra un 58 % de arena. La pendiente media es de 7° y su longitud de 60 m. Cuando la marea cubre esta zona, las rompientes son de hundimiento y se tiene un ϵ que varía entre 0,74 a 9,90; con un valor medio de 3,49, hallándose próxima al extremo reflectivo.

e) Zona intermareal baja. Está constituida solamente por arena fina, es subhorizontal y queda expuesta en bajamares de sicigia (con alturas menores a 1 m), siendo su extensión de unos 70 m. Sobre esta zona las rompientes son de derrame, con alturas de 0,20 a 0,5 m. El ϵ para esta zona oscila entre 21 y 264, con un valor promedio de 183, perteneciendo al dominio disipativo.

La playa atlántica de la espiga río Chico es de similares características, presentando una menor extensión y desnivel entre cresta y base.

La playa de bahía de la espiga "El Páramo" está constituida por grava fina a gruesa, sin arena en superficie. En su sección meridional, tiene una extensión de unos 100 m y un desnivel entre cresta y base de 11 m; mientras que en su sección septentrional (25 km al norte de la punta) alcanza sólo 25 m de extensión, con un desnivel 3 m. En esta playa se distinguen cuatro zonas:

a) Cordón litoral de tormenta. Esta zona es alcanzada por las olas generadas por vientos episódicos fuertes y persistentes del oeste con pleamares de sicigias equinociales de perigeo o en tormentas.

b) Cordón litoral de mareas. Se encuentra situado por delante del cordón anterior y es generado por olas de vientos ordinarias.

c) Zona intermareal. Presenta una pendiente de 9° a 11° en su sección superior y hacia el sur donde

muestra mayor desarrollo, la sección inferior tiene una pendiente de 5° a 6°. El contacto con la planicie de mareas es neto.

d) Pavimento. Hacia el pie de playa de bahía de la angosta sección central de la espiga, se observa un pavimento constituido por bloques y grava gruesa transportados por sobrelavado desde el flanco atlántico.

En pleamar, el ϵ varía aproximadamente entre 5 y 22, con un valor promedio de 12,23 ubicándose la zona intermareal entre los extremos reflectivo y disipativo. En bajamar, con oleaje sobre la planicie de mareas, el valor promedio del ϵ de 168,26, perteneciendo al extremo disipativo.

Descripción de un evento de sobrelavado

El proceso de sobrelavado en la espiga "El Páramo" se observó el día 20/2/88, con una pleamar de 10,5 m, oleaje proveniente del nor-noreste, rompiendo de volteo de hasta 3 m con períodos de 9 a 12 segundos y vientos de 36 km/h del oeste-suroeste. Bajo estas condiciones, en el sector central de la espiga, posteriormente a la llegada del lavado a la cresta de berma de tormenta de la playa atlántica, se incrementó por gravedad, la velocidad de la corriente debido a la pendiente hacia la bahía (Fig. 4b). A medida que se produjo la saturación del núcleo de la espiga, la energía de la corriente del sobrelavado aumentó, siendo de características turbulentas (Fig. 4c). Los flujos con transferencia de sedimentos significativas por encima de la espiga y ruptura del cordón litoral de tormenta de la playa de bahía se produjo en cuatro canales de sobrelavado, operando dos de ellos en forma aislada y dos canales consecutivos en forma conjunta. Estos últimos se encontraban separados a una distancia de 50 m. Sobre la playa de bahía se originaron dos abanicos de sobrelavado de 400 m³ de sedimentos constituidos por arena, grava y bloques transportados desde la playa atlántica (Figs. 4d y 4e). Uno de los abanicos correspondía a un canal que operó en forma aislada; mientras que el otro a uno de los canales que funcionó en fase con el lindante. Se generaron también, en este sector, cárcavas de 70 cm de profundidad, como producto de la acción conjunta de la corriente de salida de los canales de sobrelavado y la descarga de agua infiltrada en el núcleo de la espiga (Fig. 4f).

En los canales próximos al sector septentrional de la espiga el sobrelavado no alcanzó a romper el cordón litoral superior (de la playa de bahía) y el proceso dominante fue la sobredeposición. En el sector meridional de la espiga se produjo una acreción de la cresta de berma de tormenta de la playa atlántica y el alcance de las aguas fue 20 m hacia el oeste de esta. La difracción del oleaje atlántico en la punta de la

espiga tuvo capacidad de movilizar grava sobre los 1000 m meridionales de la playa de bahía, depositando clastos sobre el cordón superior.

Durante este evento, la cresta de berma de mareas de la playa atlántica pasó a funcionar como una barra, donde se producía la rompiente. Inmediatamente atrás de esta se originó un canal paralelo y cortando perpendicularmente a estas dos unidades pequeños canales de retorno equiespaciados cada 50 m (Fig. 4g).

En la zona de cabo Nombre el fuerte oleaje atlántico causó desprendimientos de considerables volúmenes de sedimentos de los acantilados. Esta costa acantilada, para una distancia de 1 km al norte de cabo Nombre, entre los meses de febrero de 1987 y 1988 no experimentó retroceso y luego de este evento el retroceso medio medido fue de 3,7 m. Como dato ilustrativo de la energía desarrollada por el oleaje proveniente del nor-noreste, se observó que transportó 4 km hacia el sur un caño de plomo de 2 m de largo y 5 cm de diámetro, unido a una red de pesca, que había sido enterrado en la zona intermareal de la playa atlántica.

Eventos de sobrelavado posteriores se constataron el 7 de mayo de 1993 y en agosto de 1995.

Análisis del patrón espacial de los canales de sobrelavado

En el análisis estadístico del espaciamiento de los canales de sobrelavado en los distintos ambientes considerados se siguió la metodología propuesta por Orford y Carter (1984). A partir de fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval (1970-1971), escalas 1:5000 (Península el Páramo) y 1:20.000 (Cheniens de la bahía San Sebastián y espiga del río Chico), se midieron las distancias entre los puntos medios de los canales de sobrelavado. En la Tabla 1 se observa la distribución y estadísticos de la variable espaciamiento.

Con el objeto de establecer la uniformidad o no del patrón espacial en cada uno de los ambientes, estos se subdividieron en intervalos o segmentos de igual longitud, se determinó la frecuencia de canales en cada uno de ellos y se probó la bondad de ajuste con una distribución uniforme de puntos por medio del estadístico G con la corrección de Williams (Sokal y Rohlf 1995). Se optó por este estadístico debido a sus ventajas teóricas respecto del estadístico de Pearson χ^2 , entre ellas, la mejor aproximación a la distribución de χ^2 . La corrección de Williams (1976) reduce el error de tipo I, resultando en una prueba más conservadora (Sokal y Rohlf 1995). Los resultados obtenidos permiten concluir que los canales de sobrelavado se hallan uniformemente espaciados en cada uno de los ambientes (Tabla 2).

Tabla 1: Diagramas de tallos y hojas y estadísticos del espaciamiento de canales de sobrelavado.

| P. el Páramo-Playa Atlántica Unidad = 1 m; 1 2: 12 m Prof. | Río Chico-Playa Atlántica Unidad = 1 m; 1 2: 12 m Prof. | P. el Páramo-Cordón fósil Unidad = 1 m; 1 2: 12 m Prof. | Cheniers Unidad = 10 m; 1 2: 120 Prof. |
|--|---|--|---|
| 2 4 55 | 2 2 05 | 6 0o 578888 | 2 1* 24 |
| 3 5 0 | 5 3 111 | 16 1* 0000000002 | 5 1o 888 |
| 10 6 0000555 | 6 4 6 | (18) 1o 55555555555555578 | 6 2* 0 |
| 18 7 00000255 | (4) 5 2222 | 30 2* 0000000000022 | 11 2o 55899 |
| 23 8 00577 | 4 6 22 | 17 2o 555 | (7) 3* 1111334 |
| (12) 9 000000005555 | 2 7 3 | 14 3* 0000 | 14 3o 5667799 |
| 20 10 0000005 | 1 8 3 | 10 3o 5 | 7 4* 4 |
| 13 11 000005555 | | 9 4* 000 | 6 4o 68 |
| 4 12 0 | | | 4 5* 22 |
| 3 13 | | A 45,50,50,55,62,65 | 2 5o 8 |
| 3 14 5 | | | |
| 2 15 0 | | | A 60 |
| A 165 | | | |
| N: 55 Media: 90,20 m Desvío típico: 24,61 m Coef. de Variación: 0,27 Mediana: 90 m Primer cuartil: 70 m Tercer cuartil: 105 m Asimetría: 0,571 Curtosis: 0,609 | N: 14 Media: 48,57 m Desvío típico: 18,68 m Coef. de Variación: 0,38 Mediana: 52,47 m Primer cuartil: 31,48 m Tercer cuartil: 62,97 m Asimetría: 0,187 Curtosis: -1,139 | N: 64 Media: 21,33 m Desvío típico: 13,55 m Coef. de Variación: 0,64 Mediana: 17,5 m Primer cuartil: 12,75 m Tercer cuartil: 25 m Asimetría: 1,505 Curtosis: 1,718 | N: 32 Media: 343,04 m Desvío típico: 120,82 m Coef. de Variación: 0,35 Mediana: 335,83 m Primer cuartil: 259,71 m Tercer cuartil: 398,74 m Asimetría: 0,319 Curtosis: 0,737 |

A: Valores atípicos (outliers)

La uniformidad del patrón espacial no revela si éste es de tipo regular o aleatorio (Davis 1986). El patrón aleatorio supone que: a) todos los puntos en el espacio tienen la misma probabilidad de ser ocupados por un canal de sobrelavado y b) que la presencia de uno de ellos en un cierto punto en el espacio no afecta la ubicación de otro canal. El patrón regular cumple con la primera condición del arreglo aleato-

rio, pero no con la segunda, es decir, que los puntos se hallan equiespaciados.

Cada uno de los ambientes se discretizó en intervalos de muestreo a lo largo de la costa, considerándose como variable el número de canales de sobrelavado. Esta tarea se reiteró para intervalos de muestreo de distinta longitud (Tabla 3). Para cada una de las distribuciones obtenidas se calculó la media, la

Tabla 2: Pruebas para la determinación de uniformidad.

| P. el Páramo-Playa Atlántica Intervalo: 500 m (N-S) | | Río Chico-Playa Atlántica Intervalo: 230 m (N-S) | | P. el Páramo-Cordón fósil Intervalo: 200 m (N-S) | | Cheniers Intervalo: 1866.6 m (N-S) | |
|--|--------|---|--------|---|--------|---------------------------------------|--------|
| f obs. | f esp. | f obs. | f esp. | f obs. | f esp. | f obs. | f esp. |
| 7 | 5.60 | 4 | 5.00 | 6 | 9.28 | 7 | 5.50 |
| 5 | 5.60 | 6 | 5.00 | 7 | 9.28 | 5 | 5.50 |
| 6 | 5.60 | 5 | 5.00 | 14 | 9.28 | 5 | 5.50 |
| 6 | 5.60 | | | 11 | 9.28 | 6 | 5.50 |
| 5 | 5.60 | | | 13 | 9.28 | 5 | 5.50 |
| 5 | 5.60 | | | 8 | 9.28 | 5 | 5.50 |
| 6 | 5.60 | | | 6 | 9.28 | | |
| 5 | 5.60 | | | | | | |
| 5 | 5.60 | | | | | | |
| 6 | 5.60 | | | | | | |
| G = | 0.7692 | G = | 0.4027 | G = | 7.2300 | G = | 0.6080 |
| g.l. = | 8 | g.l. = | 1 | g.l. = | 5 | g.l. = | 4 |
| G Williams = | 0.7419 | G Williams = | 0.3698 | G Williams = | 7.0563 | G Williams = | 0.5823 |
| P = | 0.9994 | P = | 0.5431 | P = | 0.2165 | P = | 0.9650 |

Tabla 3: Pruebas de bondad de ajuste a una distribución de Poisson (X: número de canales de sobrelavado por intervalo).

| Península el Páramo-Playa Atlántica | | | | | | | Espiga Río Chico-Playa Atlántica | | | | | |
|-------------------------------------|-----------|--------|-----------|--------|------------|--------|----------------------------------|--------|-----------|--------|-----------|--------|
| X | Int. 60 m | | Int. 80 m | | Int. 100 m | | Int. 30 m | | Int. 35 m | | Int. 40 m | |
| | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. |
| 0 | 28 | 42.3 | 9 | 25.9 | 2 | 16.3 | 10 | 12.8 | 6 | 9.4 | 4 | 7.8 |
| 1 | 54 | 28.5 | 52 | 23.0 | 40 | 18.3 | 13 | 8.0 | 13 | 7.1 | 13 | 6.5 |
| 2 | 1 | 9.6 | 2 | 10.2 | 8 | 10.2 | 1 | 2.5 | 1 | 2.7 | 1 | 2.7 |
| 3 | 0 | 2.2 | 0 | 3.0 | 0 | 3.8 | 0 | 0.5 | 0 | 0.7 | 0 | 0.8 |
| 4 | 0 | 0.4 | 0 | 0.7 | 0 | 1.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 | 0 | 0.2 |
| 5 | | | 0 | 0.1 | 0 | 0.2 | | | | | | |
| \bar{X} = | 0.675 | | 0.889 | | 0.448 | | 0.625 | | 0.750 | | 0.833 | |
| s^2 = | 0.247 | | 0.165 | | 0.249 | | 0.332 | | 0.302 | | 0.265 | |
| s^2 / \bar{X} = | 0.365 | | 0.185 | | 0.556 | | 0.530 | | 0.403 | | 0.316 | |
| G Williams = | 40.221 | | 56.705 | | 42.657 | | 4.966 | | 7.355 | | 9.299 | |
| g.l. = | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | |
| P = | 0.0000 | | 0.0000 | | 0.0000 | | 0.0250 | | 0.0067 | | 0.0023 | |

| Península el Páramo-Cordón fósil | | | | | | | Bahía San Sebastián-Cheniers | | | | | |
|----------------------------------|-----------|--------|-----------|--------|-----------|--------|------------------------------|--------|------------|--------|------------|--------|
| X | Int. 10 m | | Int. 20 m | | Int. 30 m | | Int. 250 m | | Int. 300 m | | Int. 350 m | |
| | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. | f.obs. | f.esp. |
| 0 | 75 | 86.2 | 17 | 26.9 | 6 | 11.2 | 14 | 21.6 | 9 | 15.2 | 3 | 11.4 |
| 1 | 61 | 40.6 | 41 | 25.3 | 20 | 15.8 | 29 | 15.9 | 23 | 13.5 | 25 | 11.8 |
| 2 | 2 | 9.6 | 9 | 11.9 | 16 | 11.2 | 2 | 5.8 | 5 | 6.0 | 4 | 6.1 |
| 3 | 0 | 1.5 | 2 | 3.7 | 3 | 5.3 | 0 | 1.4 | 0 | 1.8 | 0 | 2.1 |
| 4 | 0 | 0.2 | 0 | 0.9 | 1 | 1.9 | 0 | 0.3 | 0 | 0.4 | 0 | 0.5 |
| 5 | | | 0 | 0.2 | 0 | 0.5 | | | 0 | 0.1 | 0 | 0.1 |
| \bar{X} = | 0.471 | | 0.942 | | 1.413 | | 0.733 | | 0.892 | | 1.031 | |
| s^2 = | 0.280 | | 0.497 | | 0.781 | | 0.291 | | 0.377 | | 0.225 | |
| s^2 / \bar{X} = | 0.594 | | 0.527 | | 0.552 | | 0.397 | | 0.423 | | 0.218 | |
| G Williams = | 21.782 | | 14.985 | | 7.902 | | 17.067 | | 9.604 | | 22.404 | |
| g.l. = | 1 | | 2 | | 3 | | 1 | | 1 | | 1 | |
| P = | 0.0000 | | 0.0006 | | 0.0192 | | 0.0000 | | 0.0020 | | 0.0000 | |

varianza, el coeficiente de dispersión (varianza relativa, σ^2/μ), se ajustó una distribución teórica de Poisson y se probó la bondad de ajuste, para hipótesis intrínseca, por medio del estadístico G con la corrección de Williams (Tabla 3). En los cuatro ambientes y para las distintas longitudes de intervalos consideradas, los resultados del estadístico G y los coeficientes de dispersión (menores que 1) indican que las distribuciones de canales de sobrelavado no se ajustan al modelo teórico de Poisson, consistiendo en distribuciones repulsivas de patrón regular.

Las distribuciones de frecuencias acumuladas de la variable continua espaciamento para los canales de la espiga El Páramo y Río Chico se sometieron a una prueba de Kolmogorov-Smirnov para muestras independientes, encontrándose que difieren significativamente (D_{max} : 0.5238; $D_{0.05}$: 0.4839).

Con el objetivo de comparar los patrones espaciales de los canales de sobrelavado las espigas El Páramo y río Chico, originados por olas del Atlántico, se realizaron pruebas de G para muestras independientes sobre distribuciones de la variable discreta número de canales de sobrelavado por intervalo, obtenidas para intervalos de muestreo de 20 m, 30 m, 40 m (Tabla 4). Estas pruebas evidenciaron diferencias significativas.

El patrón regular que evidencian los canales de sobrelavado de los distintos sectores considerados no indica si sus espaciamentos muestran periodicidad espacial a lo largo de la costa o no (Orford y Carter 1984). Para determinar si en estas sucesiones de canales de sobrelavado un espaciamento determinado es probabilísticamente dependiente de un estado precedente, se realizó un análisis de Cadenas de

Markov (Davis 1986). Se confeccionaron matrices de transición de primer orden y de un paso para el espaciado de los canales de la playa atlántica de la espiga El Páramo, de los canales sobre el cordón litoral fósil del dominio de la bahía y de los canales en *cheniers*. No se consideraron los canales de la espiga del río Chico debido al número reducido. El primer paso para la elaboración de las matrices consistió en confeccionar distribuciones de frecuencia para distintos tamaños de intervalos de clase de la variable espaciado. Cada intervalo de clase se lo consideró como un estado determinado (ej: estado de espaciado de 20-29 m). En la secuencia de canales de sobrelavado (en dirección norte-sur) se estableció el número de veces que cada estado era seguido por cada uno de los otros, elaborándose, posteriormente, las matrices de probabilidades de transición. Para la playa atlántica de la espiga El Páramo se elaboraron cuatro matrices para amplitudes de intervalos de clase de la variable espaciado de 10 m, 15 m, 20 m, 25 m. Para los canales del cordón litoral fósil se confeccionaron tres matrices para amplitudes de intervalos de clase de 10 m, 15 m y 20 m. Para los canales de la zona de *cheniers* las amplitudes de intervalos de clase considerados fueron de 100 m y 150 m. De todas estas matrices, la única en que la hipótesis de independencia estadística fue rechazada resultó ser la matriz de espaciado de canales del cordón litoral fósil de la espiga El Páramo, elaborada a partir de una amplitud de intervalo de clase de 10 m (G Williams: 6,92048; grados de libertad: 1; $P(\chi^2 \geq 6,92) = 0,0085$). El potencial de memoria está expresado por el número (k) de veces que se multiplica la matriz por sí misma hasta alcanzar una matriz de equilibrio o limitante, en la cual cada fila tiene idénticas probabilidades para cada uno de los estados. Esto es el número de pasos a través de los cua-

les la memoria persiste hasta que es olvidada (a un determinado punto la probabilidad de ocurrencia de un estado es independiente del estado inicial de la secuencia; Davis 1986). El número k para la matriz anteriormente mencionada resultó ser igual a 10. El vector de fila de la matriz limitante o de equilibrio fue:

| | | | | | | |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Estado (m) | 5-14 | 15-24 | 25-34 | 35-44 | 45-54 | 55-65 |
| Probabilidad limitante | 0,265 | 0,496 | 0,093 | 0,061 | 0,041 | 0,044 |

La mayor probabilidad (0,49; k=10) se dio para el estado de espaciado de 15 a 24 m.

Discusión

Espaciado de los canales de sobrelavado y dinámica de olas

Entre las formas rítmicas de playa, una de las más estudiadas y sobre las cuales se han formulado varias hipótesis son las cúspides de playa (Komar 1976). Son varios los autores que sostienen que las ondas de borde tienen un efecto relevante sobre la morfología rítmica de playa redistribuyendo los sedimentos en función de sus velocidades orbitales y de deriva. El mecanismo de funcionamiento de estas olas es el que brinda la mejor explicación para la ocurrencia de formas rítmicas y es la única hipótesis que ofrece una predicción de su espaciado (Komar y Holman 1986).

Las olas de borde son, generalmente, ondas fijas o estacionarias (*standing wave*) con crestas normales a la línea de costa y longitudes de onda entre cresta y cresta paralelas a la misma (su dirección de propagación es paralela a la costa). Su dominio se da en la zona de rompiente interior y desde el punto de vista matemático son modos normales de oscilación sobre una playa relativamente empinada, siendo el producto del empuje de las olas de mar de leva (*swell*) sobre la playa. La forma de la ola de borde es más grande en la costa y decae exponencialmente hacia mar adentro. A lo largo de la línea de costa se producen posiciones alternantes de nodos y antinodos. En los nodos no existe movimiento hacia arriba y abajo de la superficie del agua y en los antinodos los máximos alcances de la onda de borde hacia arriba y abajo son observados (Bowen e Inman 1969; Holman 1983; Komar 1976; Komar y Holman 1986).

Guza y Davis (1974) demostraron que en playas reflectivas ($\tan \beta = 0,1$ a $0,20$) las olas de borde dominantes son subarmónicas, tienen un período igual a dos veces el período de la ola incidente ($T_c = 2 T_i$) y son de modo cero. El mecanismo subarmónico es no

Tabla 4: Comparación de los patrones espaciales de los canales de sobrelavado de las espigas El Páramo y río Chico (X: n° de canales por intervalo).

| Intervalo: 20 m | | | | |
|-----------------|--------|-----------|--------------|-------|
| X | Páramo | Río Chico | G Williams= | |
| 0 | 193 | 20 | g.l.= | 6.023 |
| 1 | 56 | 15 | P = | 1 |
| | | | | 0.014 |
| Intervalo: 30 m | | | | |
| X | Páramo | Río Chico | G Williams = | |
| 0 | 110 | 10 | g.l.= | 5.126 |
| 1 ó + | 56 | 14 | P = | 1 |
| | | | | 0.024 |
| Intervalo: 40 m | | | | |
| X | Páramo | Río Chico | G Williams= | |
| 0 | 69 | 4 | g.l.= | 6.978 |
| 1 ó + | 56 | 14 | P = | 1 |
| | | | | 0.008 |

linear por medio del cual un tren de onda incidente puede forzar dos ondas de borde progresando en forma opuesta y su suma dará el patrón de olas fijas o estacionarias (*standing wave*) que puede excavar cúspides rítmicas de playa (Holman 1983).

La longitud de onda de la onda de borde se expresa por la fórmula de Ursell (1952):

$$L_c = \frac{g}{2\pi} T_c^2 \text{ sen } [(2n + 1) \beta]$$

donde, L_c es la longitud de onda de la ola de borde; g es la aceleración de la gravedad; T_c es el período de la ola de borde (igual al doble del período de la ola incidente); β la pendiente de playa y n es el modo ($n = 0, 1, 2, \dots$). El modo determina el número de cruces en cero (*zero-crossings*, olas que sus senos y crestas están por debajo y por encima, respectivamente, del nivel medio del agua) antes del decaimiento mar adentro. Razones teóricas permiten suponer que, en playas empinadas (reflectivas), sólo es forzado el modo cero, en lugar de una mezcla posible de modos y se encuentran aisladas en el espectro siendo la única energía entre la banda incidente y la de infragravedad (Guza y Davis 1974; Holman 1983). Para el modo cero Huntley y Bowen (1979) emplearon la siguiente fórmula:

$$L_c = \frac{g}{2\pi} T_c^2 \tan \beta$$

Guza e Inman (1975) produjeron cúspides de playa en un tanque de laboratorio bajo la acción de olas de borde subarmónicas fijas. Los senos de estas formas se ubicaron en las posiciones de máximo alcance de las olas (antinodos) y las crestas se correspondieron con los alcances mínimos (nodos). El espaciamiento de las cúspides de playa resultó ser la mitad de la longitud de onda de las olas de borde. Esta relación fue corroborada en las experiencias de laboratorio de Kaneko (1985) y en los trabajos en playas actuales de Darbyshire (1977), Sallenger (1979), Huntley y Bowen (1979), Wright (1982), Guza y Bowen (1981) y Orford y Carter (1984).

Orford y Carter (1984) consideraron que el espaciamiento de patrón espacial aleatorio no periódico de canales de sobrelavado (Barrera Carnsore) es controlado por procesos no marinos antecedentes que alteran la continuidad de las crestas de las barreras (erosión eólica de los frentes de dunas, divisorias naturales entre dunas, accesos pedestres y vehiculares a la playa). Por otra parte, el espaciamiento de patrón regular y periódico (Barrera Tacumshin) es controlado por el desarrollo de olas de borde. Con olas de tormenta, las olas de borde subarmónicas generadas reforzarían regularmente las corridas del lavado playa arriba, a lo largo de la costa, para producir cúspides de playa en niveles altos, los cuales anticiparían

la formación de un canal sobre la cresta de la barrera, que inicia el sobrelavado (Orford y Carter 1984). En la costa del sureste de Irlanda, la variación de la energía de ola en un espectro de tormenta es muy amplia y la posibilidad de que se genere una sola ola de borde bien definida es muy baja. Orford y Carter (1984) sugieren la generación de una serie de olas de bordes progresivas y estacionarias superpuestas, dependiendo de las variaciones en los períodos de las olas incidentes que ocurren normalmente durante tormentas, generando una morfología compleja y de difícil descomposición en una sola longitud de onda.

Para los períodos de olas medidos durante el proceso de sobrelavado observado el día 20/02/88 (9, 11 y 12 segundos), en la espiga El Páramo, utilizando la fórmula propuesta por Huntley y Bowen (1979), se obtuvieron para olas de borde subarmónicas de 18, 22 y 24 segundos de período, longitudes de onda de 110, 93 y 62 m. Sólo se observaron dos canales consecutivos funcionando en forma conjunta, separados uno del otro a una distancia de 50 m. Estos habrían sido afectados por el lavado de las olas de borde originadas por las olas incidentes de 11 y 12 segundos de período.

En la Tabla 5 se detalla la relación entre el espaciamiento de canales de sobrelavado, la longitud de onda y el período de olas de borde subarmónicas de modo cero y el período de olas incidentes (calculados considerando valores de pendiente uniformes), para las playas atlánticas de las espigas El Páramo y Río Chico y para el cordón litoral fósil del dominio de bahía de la espiga El Páramo. Los canales de sobrelavado de la espiga del Río Chico habrían sido originados a partir de olas incidentes de períodos menores que los de la espiga El Páramo y por consiguiente los eventos de sobrelavado serían más frecuentes. Este hecho estaría vinculado a la mayor extensión de la plataforma de abrasión en la zona de la espiga El Páramo. El período máximo de ola medido para la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego fue de 17,5 segundos, razón por la cual es poco probable que valores mayores al 3° cuartil (105 m) de la distribución de la variable espaciamiento de canales de sobrelavado de la espiga El Páramo estén relacionados con la dinámica de olas de borde subarmónicas. Se ha observado para esta espiga, que entre uno y otro evento de sobrelavado producto de olas incidentes de 11 y 12 segundos transcurren desde 6 a 24 meses. La recurrencia de olas de muy alta energía, con períodos entre 15 y 17 segundos, involucraría períodos de mucho más que dos años de recurrencia.

Para los canales del cordón fósil de la espiga El Páramo, la mediana del espaciamiento (17,5 m) se correspondería con olas incidentes de 5,6 segundos generadas en las aguas de la bahía, compatibles con los períodos máximos de olas (5,89 segundos) estimados para vientos de 67 nudos de velocidad media

Tabla 5: Relación entre el espaciamiento de los canales de sobrelavado, la longitud (L_e) y el período (T_e) de las olas de borde subarmónicas de modo cero y el período (T_i) de las olas incidentes.

Espiga El Páramo-Playa Atlántica

| | Espaciamiento (m) | L_e (m) | β | $\tan \beta$ | T_e (seg) | T_i (seg) |
|------------------|----------------------|--------------|---------|--------------|----------------|----------------|
| Menor | 45 | 90 | 7 | 0.123 | 21.7 | 10.8 |
| 1° Cuartil | 70 | 140 | 7 | 0.123 | 27.0 | 13.5 |
| Mediana | 90 | 180 | 7 | 0.123 | 30.7 | 15.3 |
| 3° Cuartil | 105 | 210 | 7 | 0.123 | 33.1 | 16.6 |
| Mayor no atípico | 150 | 300 | 7 | 0.123 | 39.6 | 19.8 |
| Atípico | 165 | 330 | 7 | 0.123 | 41.5 | 20.8 |

Espiga Río Chico-Playa Atlántica

| | Espaciamiento (m) | L_e (m) | β | $\tan \beta$ | T_e (seg) | T_i (seg) |
|------------------|----------------------|--------------|---------|--------------|----------------|----------------|
| Menor | 20.0 | 40.0 | 7 | 0.123 | 14.5 | 7.2 |
| 1° Cuartil | 31.5 | 63.0 | 7 | 0.123 | 18.1 | 9.1 |
| Mediana | 52.5 | 104.9 | 7 | 0.123 | 23.4 | 11.7 |
| 3° Cuartil | 63.0 | 125.9 | 7 | 0.123 | 25.6 | 12.8 |
| Mayor no atípico | 83.0 | 166.0 | 7 | 0.123 | 29.4 | 14.7 |

Espiga El Páramo-Cordón litoral fósil

| | Espaciamiento (m) | L_e (m) | β | $\tan \beta$ | T_e (seg) | T_i (seg) |
|------------------|----------------------|--------------|---------|--------------|----------------|----------------|
| Menor | 5.0 | 10.0 | 10 | 0.176 | 6.0 | 3.0 |
| 1° Cuartil | 12.8 | 25.5 | 10 | 0.176 | 9.6 | 4.8 |
| Mediana | 17.5 | 35.0 | 10 | 0.176 | 11.3 | 5.6 |
| 3° Cuartil | 25.0 | 50.0 | 10 | 0.176 | 13.5 | 6.7 |
| Mayor no atípico | 40.0 | 80.0 | 10 | 0.176 | 17.1 | 8.5 |
| Atípico | 65.0 | 130.0 | 10 | 0.176 | 21.7 | 10.9 |

β : pendiente del frente de playa

sobre una hora con un período de retorno de 50 años. Estos canales habrían estado activos sólo durante el proceso de sobrelavado que les dió origen. Por otra parte, en el resto de los cordones litorales fósiles no se evidencian canales. Este hecho indica que es un evento raro con una probabilidad de ocurrencia mucho menor que los vientos extremos que podrían originarlos. Para su ocurrencia deberían, al menos, operar vientos extremos del suroeste durante pleamares máximas y probablemente algún otro proceso como grandes olas de mar de leva del Atlántico o sismos que originen ondulaciones resonantes en las aguas de la bahía que eleven el eventualmente su nivel y favorezcan el alcance del lavado playa arriba. Considerando los vientos extremos estimados hasta el momento y dado que la generación de olas en la bahía esta limitada por su alcance (*fetch*), no se deberían esperar períodos de olas incidentes mayores a 7 segundos, aproximadamente, y el 50% central de la distribución de la variable espaciamiento de canales de sobrelavado constituiría

la impronta que mejor reflejaría el proceso que les dió origen. El hecho de que estos canales se habrían originado en un evento único y no en una superposición de procesos de distintas características, se expresa en el resultado significativo del análisis de las cadenas de Markov y en la mayor probabilidad (0,49) del vector de fila de la matriz limitante o de equilibrio para el estado de espaciamiento de 15 a 24 m.

Si bien no se han encontrado antecedentes de la existencia de canales de sobrelavado vinculados a *cheniers* en planicies de mareas, en playas disipativas, las olas de borde de infragravedad, de baja frecuencia y de gran longitud de onda, generadas durante tormentas pueden dar origen a formas rítmicas de gran escala en la zona cercana a la costa. Pero desafortunadamente, no se ha encontrado relación entre el período de la ola incidente con el de la ola de borde de infragravedad, como en el caso de las ondas subarmónicas, debido a que un continuo de frecuencias y modos pueden ser forzados por la onda incidente, resultando en una superposición compleja (Holman 1983). Los canales de sobrelavado de la bahía San Sebastián evidenciaron un patrón espacial regular, lo cual estaría evidenciando la influencia de las ondas de borde, en este caso de infragravedad, en su formación. Siguiendo el razonamiento precedente, es probable que los espaciamientos que mejor relación mantengan con las olas de borde de infragravedad que los originan sean los comprendidos entre el 1° y 3° cuartil (260 m y 399 m).

Se considera que los *cheniers* se desarrollan en planicies de intermareales fangosas sujetas a períodos de baja concentración de sedimentos en suspensión (disponibilidad intermitente de fangos; Price 1955; Gould y McFarlan 1959; Cook y Polach 1973) o cuando estas planicies están sometidas a eventos episódicos de alta energía (Rhodes 1982). Las alineaciones de *cheniers* de la bahía San Sebastián se habrían originado cada 300 a 400 años (Ferrero *et al.* 1989) y la alineación más moderna contiene valvas de 1080 ± 55 años AP (Isla y Selivanov 1993). Es probable que *cheniers* y canales de sobrelavado se hallan originado en forma conjunta durante un único evento de tormenta, coincidiendo los primeros con los nodos de las olas de borde de infragravedad y los segundos con los antinodos. Probablemente, las olas incidentes de períodos mayores (entre 15 y 17 segundos) que afectan a la playa atlántica de la espiga El Páramo y dan origen los mayores espaciamientos de sus canales de sobrelavado, serían las que se vinculen con la formación de los *cheniers* y sus respectivos canales. Isla (*com. pers.*) considera que los canales se formaron posteriormente a los *cheniers*, debido a que los *cheniers* muestran una mayor densidad de vegetación que los abanicos de sobrelavado (Fig. 2d). Es-

te hecho podría deberse a que olas de tormenta posteriores al origen de estas formas, no alcanzaran a afectar los *cheniers*, pero sí a barrer el piso de los canales de sobrelavado, impidiendo la colonización de especies vegetales.

El sobrelavado en la evolución de las formas litorales

En la etapa de madurez, el crecimiento litoral de las barreras de grava está condicionado por el volumen de sedimentos que alcanza sus extremos. Cuando el extremo está dentro de la capacidad de transporte del oleaje y hay disponibilidad de sedimentos la elongación está asegurada. Cuando se incrementa la distancia al extremo, la posibilidad de que un clasto lo alcance decrece. El sedimento a lo largo de la barrera es removilizado llevando a su adelgazamiento proximal (canibalismo, Carter *et al.* 1987).

Las barreras de grava, en zonas con aporte de sedimento limitado, tienden a migrar hacia el continente, aún en condiciones estables del nivel del mar, adquiriendo un carácter transgresivo. Esto es resultado de un transporte preferencial de la grava hacia tierra, debido al carácter reflectivo de la playa, a la elevada tasa de infiltración, al dominio del lavado sobre los frentes de playa empujados y al sobrelavado de sus crestas (Orford y Carter 1982; Carter y Orford 1984; Carter *et al.* 1989; Orford y Carter 1984; Forbes 1984; Taylor *et al.* 1986; Carter *et al.* 1987; Forbes y Taylor 1987; Orford *et al.* 1988).

En barreras o espigas sin actividad significativa de olas en sus flancos internos, los sedimentos del frente de playa son transportados sobre la cresta de la barrera hacia la playa distal con olas de tormenta (Orford *et al.* 1990). Allí permanecen pasivos hasta que son enterrados por el siguiente depósito de sobrelavado. Al tiempo que la barrera migra hacia el continente, sedimentos del flanco interno van emergiendo en el frente de playa, para ser incorporados nuevamente al ciclo. Cuando el alcance de las olas playa arriba se eleva en relación a la cresta de playa, y el volumen de agua infiltrada se incrementa, la depositación sobre la cresta decrece y produciéndose la remoción de la cresta en posiciones discretas (sobrelavado discreto), formando en el flanco interno abanicos de sobrelavado. Un incremento del sobrelavado provoca el desplazamiento completo de la cresta (sobrelavado continuo-*sluicing overwash*) dando lugar en el flanco interno a una planicie de sobrelavado. Un aumento del volumen de sobrelavado puede causar la rotura de la barrera si la totalidad de la cresta es arrasada (Orford y Carter 1982). Los sedimentos transportados hacia el continente, hacia el flanco interno de la barrera, actúan como base para sus posiciones futuras. Si la playa del flanco externo retrocede más rápido que la migración de la playa interna, la barrera se

acreciona, elevando su cresta debido a sobredepositación. Si el flanco interno migra más rápido que el externo evidencia un predominio del sobrelavado y un descenso de la cresta. A iguales tasas de migración el nivel de la cresta se mantiene. Esto funciona para un volumen neto nulo de transporte a lo largo de la costa, para barreras alineadas al lavado (*swash-aligned barriers*). Cuando la intensidad de las olas de tormenta aumenta lo hace también el sobrelavado, y desciende la cresta. Si la intensidad de las olas de tormenta decrece, el sobrelavado disminuye y la sobredepositación aumenta (Orford *et al.* 1990).

El crecimiento de la espiga "El Páramo" tuvo lugar al menos en los últimos 5000 años. El aporte principal de sedimentos provino de depósitos glaciogénicos litorales y sumergidos. Inicialmente, una punta de acreción (*cusplate foreland*) se desarrolló en el límite septentrional de la bahía y gradualmente, la espiga fue progradando desde su extremo distal a consecuencia del aporte de sedimentos del flanco atlántico. Estos detritos dieron origen a los cordones litorales fósiles del sector septentrional de la espiga. A medida que la espiga progradó hacia el sur, la provisión de sedimentos a la sección septentrional de la playa de bahía fue disminuyendo. La playa atlántica fue erosionándose, reciclándose de esta forma la grava de los cordones litorales fósiles (Bujalesky 1990; González Bonorino y Bujalesky 1990; Bujalesky y González Bonorino 1991; Isla y Bujalesky 1995). Actualmente, en la espiga El Páramo, en períodos de condiciones ordinarias de energía de olas, la tasa de erosión en la playa atlántica es mucho mayor que la tasa de depositación en la playa de bahía (Bujalesky 1990; Bujalesky y González Bonorino 1991). Por esta razón, el sobrelavado es esencial para la alimentación del flanco interno, el mantenimiento de la estabilidad de la espiga y su progradación sobre la planicie de mareas. A su vez, las olas de la bahía redistribuyen eficazmente los detritos que aporta el sobrelavado y reconstruyen el cordón litoral superior, otorgando estabilidad al perfil de la playa interna. Este hecho evita el arrasamiento de la cresta de la espiga ante sucesivos eventos de sobrelavado.

En la planicie de cordones litorales del río Chico, el sobrelavado ha contribuido a la migración hacia tierra de los sucesivos cordones a medida que se formaban y su adosamiento a la planicie.

Conclusiones

1. Los patrones espaciales de los canales de sobrelavado de las playas atlánticas de las espigas El Páramo y río Chico, del cordón litoral fósil de la espiga El Páramo y de los *cheniers* son de tipo regular.
2. Los canales de sobrelavado de la playa atlántica de la espiga El Páramo son activos con olas de bor-

de subarmónicas, generadas por olas incidentes con períodos entre 11 y 17 segundos. Los períodos de retorno mínimos de eventos episódicos de sobrelavado serían de 6 a 24 meses.

3. La no periodicidad de los canales de la playa atlántica de la espiga El Páramo indica que estas formas son el producto de una superposición de eventos de distintos períodos de olas. El espaciamiento modal (90 m) estaría vinculado a olas de borde subarmónicas originadas por olas incidentes con períodos de 15 segundos.

4. Es poco probable que los espaciamientos de canales de la playa atlántica de la espiga El Páramo mayores a 105 m respondan a la dinámica de las olas de borde subarmónicas, debido a que su generación estaría vinculada a olas incidentes con períodos mayores a 17 segundos. Estos espaciamientos estarían asociados a heterogeneidades (variaciones de nivel) de la cresta de la espiga en su sector central.

5. En la playa atlántica de la espiga Río Chico los canales de sobrelavado son activos con olas de borde subarmónicas generadas a partir de olas incidentes de 7 segundos y, por consiguiente los eventos serían más frecuentes que en El Páramo. Este hecho está relacionado a una topografía submareal de mayor pendiente en la zona de la desembocadura del río Chico.

6. La actividad del oleaje de la bahía sobre el flanco interno de la espiga El Páramo re trabaja los detritos aportados por sobrelavado y reconstruye el cordón litoral bloqueando las bocas de salida de los canales, aplacando los efectos erosivos y el arrasamiento de la cresta de la espiga sometida a sucesivos eventos.

7. Los canales del cordón litoral fósil de la espiga El Páramo son el resultado de un único evento, con olas incidentes de 6 segundos de período, generadas por vientos extremos de unos 67 nudos, del sector SSO, coincidentes con pleamares máximas.

8. El complejo *cheniers* y canales de sobrelavado habrían sido generados en forma conjunta durante un único evento de tormenta, coincidiendo los primeros con los nodos de las olas de borde de infragravedad y los segundos con los antinodos.

9. Las olas incidentes de períodos mayores (entre 15 y 17 segundos) que afectan a la playa atlántica de la espiga El Páramo y dan origen los mayores espaciamientos de sus canales de sobrelavado, podrían estar asociadas a la formación de los *cheniers* y sus respectivos canales.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a José Luis Hormaechea (Estación Astronómica río Grande) por su permanente colaboración en el desarrollo de las

tareas de campo. A la empresa Total Austral por la información inédita suministrada. A Federico Ignacio Isla y Daniel Martínez por la lectura crítica del manuscrito. A Gustavo González Bonorino, con quien he discutido algunos de los conceptos expuestos en este trabajo, que constituyeron una parte de mi tesis de doctorado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bowen, A. J. e Inman, D. L., 1969. Rip currents, 2. Laboratory and field observations. *Journal of Geophysical Research*, 74: 5479-5490.
- Bujalesky, G. G., 1988. Estudio de la zonación de la playa atlántica de la espiga Península el Páramo mediante el análisis estadístico multivariado de gravas. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 41-45. Buenos Aires.
- Bujalesky, G. G., 1990. Morfología y Dinámica de la Sedimentación Costera en la Península el Páramo, Bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Pata, 188 p., (inédito).
- Bujalesky, G. y González Bonorino, G., 1991. Gravel spit stabilized by unusual (?) high-energy wave climate in bay side, Tierra del Fuego, southernmost Argentina. En: Kraus, N. C., Gingerich, K. J. y Kriebel, D. L. (Eds.), *Coastal Sediments '91: Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes*, Seattle, Washington, June 25-27. American Society of Civil Engineers, 1: 960-974, New York.
- Bujalesky, G. G., González Bonorino, G., Arche, A., Isla, F. y Vilas, F., 1987. La espiga Península Páramo, Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1:115-117, Tucumán.
- Carter, R. W. y Orford, J. D., 1981. Overwash processes along a gravel beach in southeast Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6: 413-426.
- Carter, R. W. y Orford, J. D., 1984. Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. En: Greenwood, B. y Davis, R. A. (Eds.), *Hydrodynamics and sedimentation in wave dominated coastal environments*. *Marine Geology*, 60: 377-389.
- Carter, R. W. y Orford, J. D., 1991. The sedimentary organisation and behaviour of drift-aligned gravel barriers. En: Kraus, N. C., Gingerich, K. J. y Kriebel, D. L. (Eds.), *Coastal Sediments '91: Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes*, Seattle, Washington, June 25-27. American Society of Civil Engineers, 1: 934-948. New York.
- Carter, R. W., Orford, J. D., Forbes, D. L. y Taylor, R. B., 1987. Gravel barriers, headlands, and lagoons: an evolutionary model. *Proceedings Coastal Sediments '87*, American Society of Civil Engineers, 1776-1792. New York.
- Carter, R. W., Forbes, D. L., Jennings, S. C., Orford, J.D., Taylor, R.B. y Shaw, J., 1989. Barrier lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88: 221-242.
- Coastal Engineering Research Center, 1992. Automated Coastal Engineering System. Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, USA.
- Codignotto, J. O., 1979. Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires (inédito).
- Codignotto, J. O., 1990. Evolución en el cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz

- y Punta María, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 9-16.
- 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.
- Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques y Geomatter, 1985. Campagne meteo-oceanographique, site Río Cullen/Hydra, periode de Fevrier 1984 a Fevrier 1985. Informe Técnico CREO/1249 realizado para TOTAL AUSTRAL. 399 pp. (inédito).
- Cook, P.J. y Polach, H.A., 1973. A chenier sequence at Broad Sound, Queensland, and evidence against a Holocene high sea level. *Marine Geology*, 14, 4: 253-268.
- Darbyshire, J., 1977. An investigation of beach cusps in Hell's Mouth Bay. En: Angel, M. (Ed.): *A Voyage of Discovery*. Pergamon Press, 405-427.
- Davis, J., 1986. *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley & Sons, Inc., 2ª edición, 646 pp., New York.
- D'Onofrio, E., Orsi, A. y Locarinini, R., 1989. Estudio de marea en la costa de Tierra del Fuego. Servicio de Hidrografía Naval, Departamento de Oceanografía, Informe Técnico N°49/89, 81 pp. Buenos Aires.
- Ferrero, M. A. y Vilas, F., 1988. Secuencia vertical ideal generada por la progradación de una llanura intermareal fangosa, Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego. 2ª Reunión Argentina de Sedimentología, 95-99, Buenos Aires.
- Ferrero, M. A., González Bonorino, G., Arche, A., Isla, F. y Vilas, F., 1987. La llanura intermareal de la Bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1: 111-113. Tucumán.
- Ferrero, M. A., Vilas, F. y Arche, A., 1989. Resultados preliminares sobre la variación relativa del nivel del mar en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico, 2, Madrid.
- Forbes, D. L., 1984. Coastal geomorphology and sediments of New Founland. Current Research part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B: 11-24.
- Forbes, D. L. y Taylor, R. B., 1987. Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic Coast. En: Fitzgerald, D. y Rosen, P. (Ed.): *Glaciated Coasts*, 51-86 pp., Academic Press.
- González Bonorino, G. y Bujalesky, G.G., 1990. Spit growth under High-Energy wave climate on bay and ocean flanks, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. International Symposium on "Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes" (IGCP 274), p. 35, La Plata, Argentina.
- Gould, H. R. y McFarlan, E., 1959. Geologic history of the chenier plain, southwestern Louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, 9: 261-270. Jackson, Mississippi.
- Guza, R. T. y Bowen, A. J., 1977. Resonant interactions from waves breaking on a beach. 15th International Conference Coastal Engineering, American Society of Civil Engineers, 560, New York.
- Guza, R. T. y Bowen, A. J., 1981. On the amplitud of beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 86: 4125-4132.
- Guza, R. T. y Davis, R. E., 1974. Excitation of edge waves by waves incident on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 79: 1285-1291.
- Guza, R. T. e Inman, D. L., 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80: 2997-3012.
- Holman, R. A., 1983. Edge waves and the configuration of the shoreline. En: Komar, P. D. (Ed.): *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Inc., pp. 21-34.
- Huntley, D. A. y Bowen, A. J., 1979. Beach cusps and edge waves. *Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference*, 1378-1393.
- IMCOS Marine Limited, 1978. Meteorological and Oceanographic Study: Offshore Tierra del Fuego. Informe Técnico 78/111 realizado para TOTAL AUSTRAL, 17 p., Londres, (inédito).
- Isla, F. y Bujalesky, G., 1995. Tendencias evolutivas y disponibilidad de sedimento en la interpretación de formas costeras: casos de estudio de la costa argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 2 (1-2): 75-89.
- Isla, F. y Selivanov, A., 1993. Radiocarbon contributions to the Quaternary eustatism of Buenos Aires, Chubut and Tierra del Fuego, Argentina. Taller Internacional "El Cuaternario de Chile", Universidad de Chile, Abstracts 47, Santiago de Chile.
- Isla, F., Vilas, F., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G. y Arche, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology*, 97: 211-224.
- Isla, F., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G., Vilas, F. y Arche, A., 1994. Facies relationships between the transgressive environments of San Sebastián Bay, Tierra del Fuego. Symposium and field meeting "The Termination of the Pleistocene in South America", IGCP Project 253, Abstracts, p. 32, Tierra del Fuego, Argentina.
- Kaneko, A., 1985. Formation of beach cusps in wave tank. *Coastal Engineering*, 9: 81-98.
- Komar, P. D., 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall, 429 pp. Englewood Cliffs, NJ.
- Komar, P. D. y Holman, R. A., 1986. Coastal processes and the development of shoreline erosion. *American Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 14: 237-265.
- Meglioli, A., 1992. *Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile*. Tesis Doctoral, Lehigh University, Bethlehem, U.S.A., 216 pp. (inédito).
- Meglioli, A., Evenson, E.B., Zeitler, P. y Rabassa, J., 1990. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 457-460, San Juan.
- Orford, J. D. y Carter, R. W., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 265-278.
- Orford, J. D. y Carter, R. W., 1984. Mechanisms to account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland. *Marine Geology*, 56: 207-226.
- Orford, J.D., Carter, R.W., Forbes, D.L. y Taylor, R.B., 1988. Overwash occurrence consequent on morphodynamic changes following lagoon outlet closure on a coarse clastic barrier. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 27-35.
- Orford, J. D., Carter, R. W. y Forbes, D. L., 1990. Gravel migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research*, 7, 2: 477-488.
- Price, W.A., 1955. Environment and formation of the chenier plain. *Quaternaria*, 2: 75-86.
- Rhodes, E.G., 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, 29: 201-221.
- Sallenger, A. H., 1979. Beach-cusp formation. *Marine Geology*, 29: 23-37.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1981. *Derrotero Argentino. Parte III: Archipiélago Fueguino e Islas Malvinas*. Publicación H203, 4a edición. Armada Argentina. 304 pp. Buenos Aires.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1996. *Tablas de marea para el año 1996. Puertos de la República Argentina y puertos principales de Brasil, Uruguay y Chile*. Publicación H 610. Armada Argentina, 494 pp. Buenos Aires.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1986. *Estadísticas meteorológicas (1971-1980)*. Estadística N° 36. Fuerza Aérea Argentina, 338 pp. Buenos Aires.
- Sokal, R. y Rohlf, F., 1995. *Biometry: the principles and practice of statistics in biological research*. W.H. Freeman and Company, 3ª edición, 887 pp. New York.
- Taylor, R. B., Carter, R. W., Forbes, D. L. y Orford, J. D., 1986. *Beach Sedimentation in Ireland: contrasts and similarities*

- with Atlantic Canada. En Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A: 55-64.
- Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica*, 145: 1-64.
- Ursell, F., 1952. Edge waves on a sloping beach. *Proceedings of the Royal Society, London, series A*, 214: 79-97.
- Vilas, F., Arche, A., González Bonorino, G., Isla, F. y Ferrero, M., 1987a. Sedimentación mareal en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 253-260.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Bujalesky, G., Isla, F. y González Bonorino, G., 1987b. Esquema evolutivo de la sedimentación reciente en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Thalassas*, 5 (1): 33-36.
- Williams, D.A., 1976. Improved likelihood ratio tests for complete contingency tables. *Biometrika*, 63: 33-37.
- Wright, L. D., 1982. Field observations of long period surf zone oscillations in relation to contrasting beach morphologies. *Australian Journal of Marine Freshwater Research*, 33: 181-201.
- Wright, L. D. y Short, A. D., 1983. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. En: Komar, P. D. (Ed.): *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*. CRC Press, Inc., 35-64.

Recibido: 2 de enero, 1997

Aceptado: 10 de junio, 1997

La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba

Diana I. MUTTI

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Nuñez, 1428 Capital Federal

ABSTRACT. *The dismembered basal ophiolitic sequence from Córdoba province, Argentina. Metamorphosed and folded Precambrian - Paleozoic ultramafic and mafic rocks, exposed in central - west Córdoba Province, define two NNO-SSE to N-S belts. Samples were analysed from outcrops on the southern side of the Sierra Grande (Atos Pampa - San Miguel, Los Guanacos, Cerro San Lorenzo and Los Permanentes bodies) and from the central zone of the Sierra Chica (Bosque Alegre and Alta Gracia bodies). These rocks represent mantle tectonites and transitional basal rocks of an ophiolitic complex which were intruded by ultrabasic and basic consanguineous tholeites and plagiogranitic dykes and by later continental granophyres. The ophiolitic basal section is exposed in conformity with metapelites (gneisses and schists), interlayered metabasalts (amphibolites) and metacarbonatic rocks, which represent the upper ophiolitic crust section. Compatible enrichment elements (Low Field Strength Elements and Light Rare Earth Elements) and chromite compositions suggest crustal contamination and a marginal arc basin. The ophiolite was probably emplaced as a dismembered and metamorphosed complex in a roof arc or suprasubduction zone during the Neoproterozoic subduction.*

Introducción

Las ultramafitas de las Sierras Pampeanas orientales de Córdoba afloran en dos fajas paralelas y discontinuas de rumbo NNO-SSE a lo largo de 120 km, y están expuestas en las Sierras Chica y Sierra Grande - Cumbre de Gaspar respectivamente. Los primeros estudios realizados por Villar (1985) definieron a las ultrabasitas de Córdoba como rocas de tipo alpino; estudios posteriores realizados por Mutti (1992a y b, 1994) orientados a establecer el tipo de ultramafitas y su inserción en la evolución geotectónica de las Sierras Pampeanas asimilan a las ultramafitas de Córdoba con secciones basales de complejos ofiolíticos señalando la presencia de rocas de manto empobrecidas y de un ambiente de retroarco y/o arco como posible paleoambiente de generación. Escayola *et al.* (1993) en función de los resultados de ploteos de PGE normalizados a condritos para las cromititas de Los Congos concluyen en clasificar a estas rocas como cromititas de ofiolitas. Posteriormente Villar *et al.* (1994) a partir de las características químicas de las cromititas y su yacencia confirman la afinidad ofiolítica de la faja de ultramafitas de la sierra Grande y la consideran como una ofiolita desmembrada. Finalmente Escayola (1994) en su estudio de parte de la faja ultramafítica de la sierra Grande efectúa una interpretación de la ofiolita de Córdoba.

El presente trabajo que comprende una correlación petrológica, mineralógica, geoquímica y estructural de las rocas ultramáficas y de sus metamorfitas asociadas en las sierra Chica y Grande de Córdoba (80% de los afloramientos de la provincia) permite establecer la presencia de una sección ofiolítica basal desmembrada (tectonita de manto y zona de transición) emplazada en rocas pertenecientes a la corteza superior (metapelitas, metalavas, metasedimentos carbonáticos) y esbozar un modelo geotectónico tentativo aplicable a la evolución proterozoica de las sierras de Córdoba.

Metodología

La información presentada en este trabajo surge a partir de un mapeo de detalle en los cuerpos ultramáficos y regional en las metamorfitas de Córdoba, junto con un muestreo de roca intensivo que permitió seleccionar un total de 100 muestras para la determinación química cuantitativa en elementos u óxidos mayoritarios, en el Laboratorio de Química del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Además en 40 muestras se analizó el contenido en elementos trazas en la Universidad Tecnológica de Munich y mediante una microsonda electrónica perteneciente al Instituto de Mineralogía y Petrología de Leoben, Austria, se pre-

cisaron las composiciones mineralógicas en silicatos y óxidos de 40 secciones pulidas y transparentes.

Ambiente geológico

Los cuerpos ultramáficos estudiados de Córdoba corresponden a las fajas oriental (sierra Chica) y central (sierra Grande) e integran parte del basamento cristalino de edad Precámbrica a Paleozoica temprana constituido por metamorfitas (gneises, esquistos, calizas y dolomías cristalinas, anfibolitas, migmatitas, y milonitas) junto a granitos, pegmatitas y filones cuarzo feldespáticos. El lineamiento general de las sierras así como las estructuras planares penetrativas regionales marcan un rumbo dominante NNO-SSE a N-S y una inclinación en dirección este.

Los cuerpos ultramáficos afloran a modo de *boudins* en lentes no mayores a los 2 km de extensión en calizas cristalinas, esquistos y/o gneises biotíticos granatíferos que forman la roca de caja del complejo (Fig. 1). Están integrados por cuerpos a veces zonales que presentan la asociación serpentinita - anfibolita producto dominante del metamorfismo regional y

tectonismo a partir de harzburgitas (35 %), lherzolititas (10 %), ortopiroxenitas (15 %), websteritas (5 %), melagabros (10 %) y gabros (25%), que están intruídos por diques peridotíticos (15 %), piroxeníticos (35 %), gábricos (30 %), tonalíticos (15 %) y granadoríticos a graníticos (5 %). Estas rocas y sus metamorfitas de caja integran bloques ascendidos diferencialmente y limitados por fracturas de rumbo NNO-SSE a N-S y E-O que las ponen en contacto con los gneises y migmatitas regionales. Asimismo los cuerpos ultramáficos de la región norte de la sierra Grande (área Atos Pampa, véase Fig. 1) se emplazan controlados por una faja de cizalla dúctil con vergencia oriental, cuya extensión es de 40 km en dirección N-S (Massabie *et al.* 1994).

Las rocas ultramáficas y máficas evidencian un metamorfismo relicto correspondiente a la facies de esquistos verdes (Mutti 1987), "tipo fondo submarino" (Escayola 1994), que se asocia a la dirección de deformación regional D1 (E-O), el cual se observa principalmente en las anfibolitas que conservan tremolita + epidoto y en las serpentinitas que presentan lizardita + crisotilo (Bendayán 1994). Se registran además los efectos de un metamorfismo progrado dominante que alcanzó el límite alto de la facies de anfibolita durante la fase de deformación dúctil D2 (N30°O) identificada por Dalla Salda (1984) para las Sierras de Córdoba y una retrogradación ó hidrotermalismo equivalente a la facies de esquistos verdes relacionado al dominio deformacional frágil-dúctil D3 (N20°E).

Correlación litológica y geoquímica de las unidades ultramáficas - máficas

La correlación petrográfica-geoquímica y mineralógica de las ultramafitas y mafitas investigadas en la provincia de Córdoba avalan un origen común a partir de un manto empobrecido (Mutti y Di Marco 1992), cuya diferenciación toleítica ultrabásica - básica evolucionó a través de un progresivo enriquecimiento en Al_2O_3 , FeO y SiO_2 y de una disminución en MgO (Fig. 2). Esta evolución indicativa de la sección basal de una secuencia ofiolítica está representada en la provincia por cuerpos aislados y desmembrados con contenidos en MgO entre un 40 % y 20 %, que reflejan los rasgos de las tectonitas del manto y de la zona de transición (ó cumular basal) de acuerdo con las definiciones de Coleman (1977) y Nicolas y Prinzhofer (1983). Los niveles basales del complejo están emplazados en rocas atribuibles a la sección superior de una secuencia crustal definida por la asociación metabasalto - metapelita - metasedimentitas carbonáticas, cuyos términos básicos evolucionan en el contenido en MgO desde un 12 % hasta un 3,5 %.

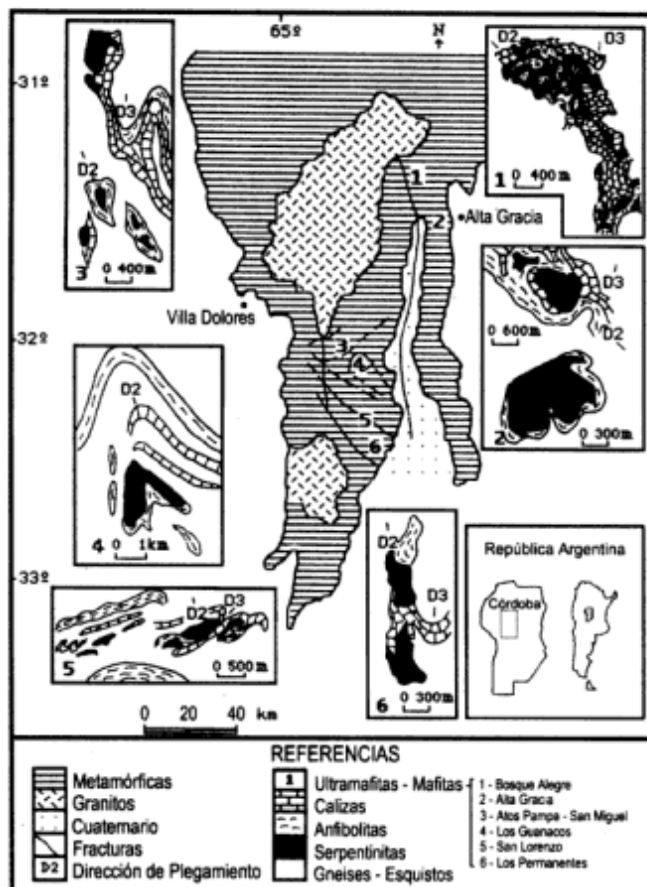


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación de los principales cuerpos ultramáficos - máficos del centro oeste de la provincia de Córdoba.

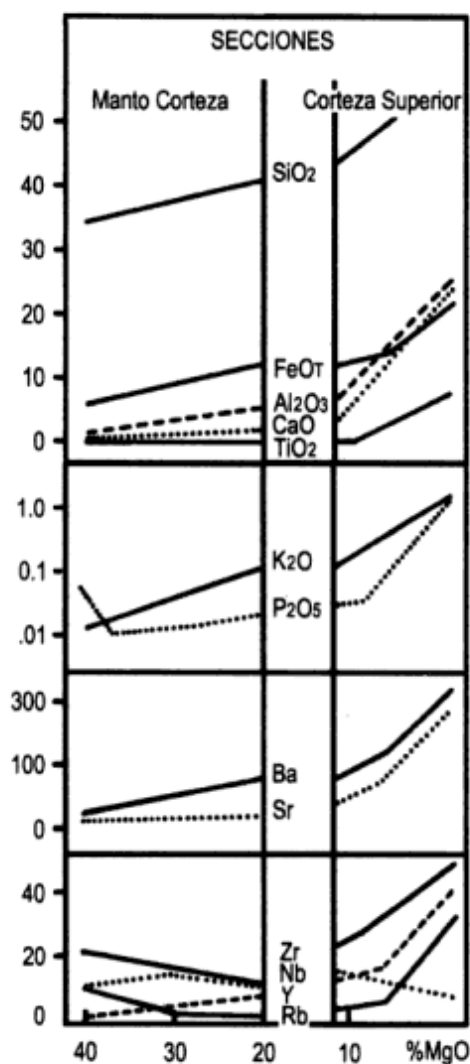


Figura 2: Diagrama tipo Harker (Wilson 1989) para las ultramafitas y mafitas de Córdoba que indica la tendencia de variación en las rocas asociadas a las secciones manto - corteza y corteza superior del complejo ofiolítico. Los contenidos en óxidos se expresan en porcentaje en peso y el de elementos en partes por millón.

1. Sección basal del complejo ofiolítico

Tectonitas del Manto: Las diversas paragénesis normativas y modales junto al quimismo hallado en el complejo ultramáfico de Córdoba definen para el grupo de cuerpos de Atos Pampa - San Miguel, NO del Cerro San Lorenzo y Alta Gracia (Figs. 1 y 3) una composición promedio harzburgítica con contenidos en Al_2O_3 menores al 2 % y una proporción de álcalis relativamente baja definida por la relación $K_2O/Na_2O + K_2O < 0,2$, acorde con los valores presentados para otras peridotitas de manto ó peridotitas metamórficas (Fig. 3 y Tabla 1). Estas rocas que afloran en las fajas oriental y central denotan marcadas texturas deformacionales en los escasos minerales ígneos re-

líticos (recristalización, *pull-apart*, cizallamiento, anisotropías, segregación de olivina y de ortopiroxeno en folias) y definen un índice de diferenciación mg ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) restrictivo entre 0.87 y 0.84 (Fig. 4). En particular en algunos cuerpos de las áreas sur de Atos Pampa y Alta Gracia se registra un pasaje neto a niveles metagábricos cuya mineralogía e índices de diferenciación señalan una evolución a términos más diferenciados definidos por un mg equivalente a 0.58 y 0.37 respectivamente.

La química mineralógica cuantitativa corrobora la afinidad de las rocas de Córdoba con un origen mantélico, dado que la olivina y el ortopiroxeno tienen una composición restringida a términos magnesianos comprendidos entre Fo_{96} a $Fo_{91.5}$ y $En_{93.5}$ a $En_{87.5}$ respectivamente (Fig. 4). No obstante el contenido promedio de 0.01 % en NiO determinado en la olivina es inferior a los valores hallados para forsteritas del manto entre 0.27% y 0.40% por Coleman (1977) y Arai (1987). Este hecho puede atribuirse a la movilización del Ni contenido en la estructura de los silicatos durante la intensa serpentización de las ultrabasitas de la región, debido a que se hallaron concentraciones promedios de Ni en roca total mayores a 1200 ppm (Tabla 1). A su vez el ortopiroxeno exhibe contenidos bajos en Al_2O_3 , aunque en ocasiones algunos individuos alcanzan concentraciones del 3 % en este óxido correlacionables con los valores indicados por Medaris (1972) para las enstatitas metamórficas basales del SO de Oregon definidas como pro-

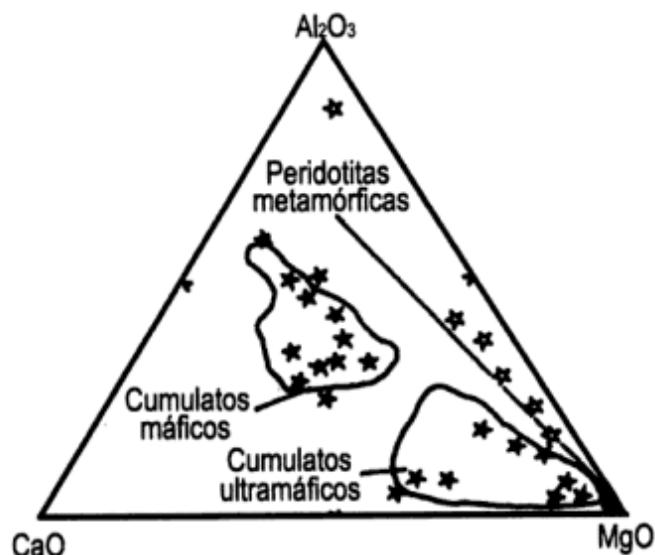


Figura 3: Diagrama $MgO-CaO-Al_2O_3$ para las rocas ultramáficas - maficas de las Sierras de Córdoba expresado en porcentajes en peso. Referencias: (área negra equivalente a 35 datos) tectonitas de manto; (estrella llena) ultramafitas y mafitas de la zona de transición; (estrella) diques melanocráticos. Se indican los campos para cumulatos ultramáficos - máficos y peridotitas metamórficas propuestos por Coleman (1977).

| ULTRAMAFITAS Y MAFITAS DE LA SIERRA GRANDE DE CORDOBA | | | | | | | | | |
|---|-----------|------------|---------------------|--------------|------------|-----------------------|------|------|------|
| | mg | ol % Fo | opx % En | cpx En:Wo | pl % An | sp Cr Mg % Ti % Fe | | | |
| | 0.50-0.37 | | | | | | | | |
| ESL | 0.70-0.50 | | | | 58-80 | 0.68 | 0.60 | 0.11 | 4.10 |
| O | 0.64 | | | 33.5:56.4 | 58-84 | 0.66 | 0.60 | 0.15 | 3.75 |
| | 0.71 | | | 50.5:45.5 | 58-84 | 0.70 | 0.55 | 0.60 | 7.55 |
| LG | 0.77 | 89-87 | 87.5 (3.07) | | | | | | |
| dq | 0.80-0.60 | 88.3-87.4 | 89.3-87.2 (4.02) | | 70-50 | 0.66 | 0.55 | 0.02 | 1.78 |
| SM | 0.58 | | | | | | | | |
| | 0.85-0.84 | 91.5 | 87.5 (2.77) | | 58-84 | 0.57 | 0.55 | 0.02 | 3.45 |
| AP | 0.84 | 94.7 | 93.5 (0.07) | 52.0:44.2 | | 0.57 | 0.55 | 0.02 | 3.45 |
| OSL | 0.87 | 96-93 | 88.0 (0.08) | | 50-80 | 0.60 | 0.55 | 0.01 | 3.20 |

| ULTRAMAFITAS Y MAFITAS DE LA SIERRA CHICA DE CORDOBA | | | | | | | | | |
|--|-----------|------------|---------------------|--------------|------------|-----------------------|------|------|------|
| | mg | ol % Fo | opx % En | cpx En:Wo | pl % An | sp Cr Mg % Ti % Fe | | | |
| | 0.50-0.38 | | | | | | | | |
| dq | 0.84-0.60 | 83.7 | 81.7 (4.05) | 46.0:50.4 | | | | | |
| BA | 0.64 | | | 35.4:56.5 | 60-74 | | | | |
| | 0.77 | 91.0-86.8 | 88.0-86.5 (3.10) | 67.9:30.1 | | 0.39 | 0.20 | 0.23 | 7.94 |
| dq | 0.80-0.60 | 83.7 | 81.7 (3.05) | | | | | | |
| OAG | 0.84 | | 92.0-88.0 (2.90) | | 58-84 | 0.20 | 0.70 | 0.04 | 3.57 |
| EAG | 0.84 | 92.0 | 92.0 | | | 0.70 | 0.70 | 0.04 | 1.76 |

Figura 4: Correlación mineralógica de las ultramafitas y máfitas de las sierras Grande y Chica de Córdoba. Referencias: Tectonita basal (área negra), cumulato basal ó zona de transición (área punteada), metabasaltos (área con onduladas), mg= Mg/Mg+Fe²⁺, ol= olivina, opx= ortopiroxeno, %Fo y %En= porcentajes de forsterita y enstatita respectivamente, cpx= clinopiroxeno, En:Wo= porcentaje de enstatita y wolastonita, pl= plagioclasa, %An porcentaje de la molécula de anortita, sp= espinelo, Cr= Cr/Cr+Al, Mg= Mg/Mg+Fe²⁺. Se indican áreas analizadas como: NE cerro San Lorenzo (ESL), Los Permanentes (O), Los Guanacos (LG), San Miguel (SM), Atos Pampa (AP), NO cerro San Lorenzo (OSL), Bosque Alegre (BA), NO y NE Alta Gracia (OAG) y (EAG) respectivamente. Los diques se señalan como (dq).

ductos de una recristalización. En cuanto al clinopiroxeno, si bien su participación está minimizada frente a la asociación olivina + ortopiroxeno se destaca que las especies analizadas corresponden a la variedad cálcica de En₅₂Wo_{44.2}Fs_{3.8} cuyo contenido en Cr₂O₃ alcanza al 0,7 %.

Se destaca que el proceso de serpentinización que afectó a las rocas de Córdoba fue esencialmente isoquímico, pues los ortoanfíboles de la variedad magnesioantofilita generados junto a antigorita durante la serpentinización, presentan una sustitución en su estructura del Al por Si y/o Mg, corroborando así los bajos contenidos en ese elemento hallados en las rocas investigadas.

En cuanto al cromo espinelo que acompaña a las tectonitas de manto las precisiones químicas cuantitativas indican contenidos en TiO₂ menores al 0.1 %, concentraciones en hierro inferiores al 3,57 % y con-

centraciones en Mg y Fe²⁺ que definen una proporción para la relación Mg/Fe²⁺ >0,2, valores coincidentes con los señalados por Jan Quasim y Windley (1990) y Dickey (1975) para las cromitas asociadas a tectonitas empobrecidas y a cuerpos de tipo alpino (Figs. 4, 5a y b). No obstante ello estas porciones de manto empobrecido y metamorfozado poseen un enriquecimiento en elementos incompatibles con contenidos promedios mayores a Rb 4 ppm, Ba 16 ppm, Th 5 ppm, Nb 10,7 ppm y K₂O 0,13 %, (Tabla 1 y Fig. 6) que sugieren una contribución crustal durante su evolución (Mutti 1992).

Zona de Transición ó Basal Cumular: A ella corresponden los cuerpos de Bosque Alegre, Los Guanacos, Los Permanentes y del sector NE del Cerro San Lorenzo (Fig. 1) cuyo predominio en términos piroxeníticos y gábricos subordinados marcan la evolución desde las peridotitas del manto hacia rocas más básicas, empobrecidas en MgO y enriquecidas en Al₂O₃, CaO, FeO y SiO₂. Estas rocas conservan texturas cumulares relícticas, presentan un menor grado de serpentinización que las ultramafitas tectonizadas y con frecuencia desarrollan un bandeamiento relíctico a través de los términos ultrabásicos a básicos que individualmente alcanzan espesores del orden del centímetro a las decenas de metros. Poseen también un índice mg de diferenciación variable entre 0.77 y 0.70 con niveles subordinados entre 0.64 y 0.50 y un contenido en Al₂O₃ junto a una relación K₂O/K₂O + Na₂O mayores al 2 % y 0,2 % respectivamente (Fig. 3 y Tabla 1).

El predominio relativo de los piroxenos sobre la olivina en la zona de transición (ol/px_{gh} desde 1/1 hasta 1/60, Tabla 1) en relación a las proporciones halladas en las harzburgitas del manto (ol/px_{hz} desde 4/1 hasta 1/1) está acompañado por la abundancia normativa y modal de clinopiroxeno y plagioclasa. En particular se destaca que el clinopiroxeno se localiza en exsoluciones laminares en el ortopiroxeno además de formar intercúmulos con una composición marcadamente cálcica definida por los términos de En_{67.9}Wo_{30.1}Fs₂ a En_{50.5}Wo_{45.5}Fs₄₀ propia de la sección ofiolítica considerada.

Otra particularidad de estas rocas de la zona de transición es el incremento de FeO en comparación con las tectonitas de manto, el cual se evidencia por la composición de la olivina (Fo_{91-86.8}) y del ortopiroxeno (En_{88-86.5}) (Fig. 4). Finalmente los anfíboles hallados responden a las variedades cálcicas de hornblenda, ferrotchermarkita, pargasita y edenita, que reflejan el carácter esencialmente isoquímico del proceso de serpentinización y metamorfismo sobrepuesto.

En cuanto a las consideraciones petrogenéticas que surgen del análisis de la composición de los cro-

Tabla 1: Análisis Químicos.

| | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|
| Muestra | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Nº datos | 10 | 6 | 3 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 | 4 | 4 | 3 | 3 |
| SiO ₂ | 44.4 | 45.6 | 43.7 | 46.1 | 40.2 | 40.6 | 45.4 | 42.8 | 48.4 | 41.5 | 47.6 | 42.1 |
| Al ₂ O ₃ | 0.73 | 0.88 | 1.62 | 1.89 | 12.3 | 11.9 | 12.4 | 16.5 | 4.3 | 0.98 | 15.1 | 1.06 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.29 | 8.52 | 7.71 | 4.89 | 10.3 | 18.2 | 10.6 | 11.9 | 13.4 | 3.57 | 4.06 | 9.26 |
| FeO | 0.94 | 1.4 | 0.94 | 2.89 | 1.29 | 5.17 | 1.85 | 2.95 | 0.84 | 5.33 | 4.12 | 0.43 |
| MgO | 45.5 | 41.1 | 44.7 | 38.6 | 35.2 | 19.8 | 28 | 11.9 | 31.4 | 47.1 | 12.1 | 46.2 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.84 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.29 | 2.58 | 0.01 | 0.41 | 1.15 | 0.12 |
| K ₂ O | 0.13 | 0.14 | 0.15 | 0.13 | 0.03 | 3.15 | 0.09 | 0.15 | 0.46 | 0.41 | 0.61 | 0.11 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.09 | 0.01 | 0.01 | 0.63 | 0.12 | 0.21 | 0.17 | 0.23 | 0.03 | 0.87 | 0.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.01 |
| CaO | 0.29 | 0.55 | 0.23 | 4.72 | 0.03 | 0.82 | 0.49 | 11 | 0.3 | 0.86 | 13.6 | 0.63 |
| MnO | 0.19 | 0.2 | 0.08 | 0.11 | 0.14 | 0.21 | 0.28 | 0.14 | 0.25 | 0.11 | 0.16 | 0.05 |
| Total | 98.9 | 99.3 | 99.2 | 99.3 | 100 | 99.9 | 100 | 100 | 100 | 100 | 99.5 | 100 |
| Cr | 1700 | 1458 | 1485 | 310 | 1700 | 610 | 2560 | 2060 | 1212 | 1276 | 786 | 1357 |
| Ni | 2068 | 1944 | 1335 | 425 | 1698 | 1300 | 1800 | 650 | 905 | 1350 | 1936 | 1241 |
| Rb | 4 | 4 | 6 | 10 | 6 | 4 | 4 | 7 | 6 | 5 | 12 | 5 |
| Sr | 1 | 322 | 2 | 91 | 36 | 2 | 5 | 64 | 59 | 4 | 164 | 3 |
| Ba | 50 | 125 | 42 | 111 | 130 | 43 | 72 | 68 | 111 | 16 | 121 | 19 |
| Th | 5 | 10 | 10 | 3 | 5 | 7 | 5 | 8 | 3 | 5 | 11 | 9 |
| Nb | 19 | 13 | 16 | 10.7 | 5 | 17 | 11 | 9 | 12 | 15 | 11 | 31 |
| Y | 7 | 12 | 8 | 22 | 25 | 8 | 9 | 12 | 26 | 8 | 23 | 6 |
| Zr | 13 | 14 | 26 | 41 | 53 | 34 | 14 | 5 | 29 | 12 | 21 | 11 |
| mg* | 0.87 | 0.84 | 0.85 | 0.84 | 0.77 | 0.49 | 0.71 | 0.46 | 0.71 | 0.84 | 0.58 | 0.84 |
| ol/opx | 3.2/1 | 1.0/1 | 1.8/1 | 1.5/1 | 1/1.1 | 1/1.1 | 7/1.1 | 1.0/60 | 1.0/62 | 3.0/1 | 1.1/15 | 4/1.1 |
| Muestra | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | | | |
| Nº datos | 5 | 4 | 4 | 3 | 4 | 4 | 2 | 4 | 2 | | | |
| SiO ₂ | 45.9 | 47.4 | 40.4 | 70.8 | 73.7 | 47.7 | 43.1 | 68.8 | 53.5 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 5.48 | 2.61 | 14.5 | 17.5 | 15.3 | 14.1 | 15.1 | 14.8 | 20.1 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 7.9 | 5.53 | 6.07 | - | - | - | - | - | - | | | |
| FeO | 3.07 | 2.34 | 3.72 | - | - | - | - | - | - | | | |
| Fe ₂ O _{3T} | - | - | - | 1.21 | 0.47 | 13.8 | 13.7 | 6.97 | 7.46 | | | |
| MgO | 34.4 | 27.7 | 20.5 | 0.64 | 0.11 | 8.32 | 7.62 | 3.41 | 4.36 | | | |
| CaO | 3.15 | 13.7 | 12 | 3.62 | 0.17 | 11.4 | 13.8 | 5.12 | 2.23 | | | |
| Na ₂ O | 0.36 | 0.25 | 1.38 | 5.32 | 2.54 | 1.94 | 1.03 | 1.68 | 2.86 | | | |
| K ₂ O | 0.11 | 0.14 | 0.29 | 0.81 | 7.32 | 0.61 | 0.98 | 3.73 | 6.91 | | | |
| MnO | 0.07 | 0.15 | 0.27 | 0.02 | 0.01 | 0.21 | 0.19 | 0.12 | 0.05 | | | |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.03 | 0.16 | 0.21 | 0.01 | 1.77 | 3.26 | 0.86 | 1.17 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.01 | 0.06 | 0.03 | 0.11 | 0.21 | 0.51 | 0.11 | 0.19 | | | |
| Total | 101 | 99.2 | 99.4 | 100 | 99.8 | 100 | 99.3 | 101 | 101 | | | |
| Cr | 1308 | 1384 | 350 | 0.11 | 2 | 241 | 44.1 | 85 | 129 | | | |
| Ni | 1089 | 1250 | 534 | 12.8 | 12.1 | 70.8 | 31.4 | 46.3 | 51.1 | | | |
| Sc | - | - | - | 2.64 | 0.01 | 47.2 | 41.1 | 15.5 | 4.64 | | | |
| Rb | 2.5 | 5 | 6 | 27.5 | 200 | 10.8 | 14.3 | 121 | 262 | | | |
| Sr | 3 | 81 | 25 | 1032 | 96 | 168 | 239 | 246 | 307 | | | |
| Y | 6 | 11 | 12 | 5.41 | 0.01 | 31 | 47.8 | 31.2 | 22.8 | | | |
| Zr | 9 | 15 | 10 | 107 | 17.3 | 93.3 | 305 | 220 | 174 | | | |
| Nb | 21 | 27 | 12 | 9.11 | 2 | 8.92 | 45.6 | 15.9 | 22.5 | | | |
| Ba | 43 | 70 | 65 | 150 | 647 | 95.8 | 102 | 625 | 918 | | | |
| Th | 3 | 7 | 5 | 3.44 | 1.09 | 0.61 | 3.74 | 14.7 | 22.6 | | | |
| mg* | 0.77 | 0.77 | 0.64 | - | - | - | 0.5 | 0.38 | - | | | |
| ol/opx | 1.0/2 | 1.0/3 | 1.0/4 | - | - | - | - | - | - | | | |

Referencias: Valores promedios para ultramafitas y mafitas de Córdoba (sierra Grande y Chica muestras 1 a 9 y lo a 15 respectivamente) y sus rocas asociadas. Muestras pertenecientes a tectonitas de manto: 1. metapiroxenitas del oeste del cerro San Lorenzo; 2. harzburgitas de Atos Pampa; 3 y 4 harzburgitas y websteritas de San Miguel; 10 y 11, peridotitas y metagabros del noroeste de Alta Gracia; a la zona de transición: 5 y 6. ortoproxenitas y harzburgitas de Los Guanacos; 7 y 8. piroxenitas y metagabros de Los Permanentes; 9. piroxenitas del noreste del Cerro San Lorenzo; 13, 14 y 15. peridotitas, piroxenitas y metagabros de Bosque Alegre; a plagiogranitos 16; a granófiros 17; a metabasaltos (anfíbolitas) 18 a metabasaltos del noreste del Cerro San Lorenzo 19; a metapelitas (esquistos y gneises) 20 y a metapelitas del noreste del Cerro San Lorenzo 21, Se indica el índice de diferenciación mg* (Mg/Mg+Fe²⁺) y la relación olivina/ ortoproxeno (ol/opx). Los óxidos se expresan en por ciento en peso y los elementos traza en partes por millón.

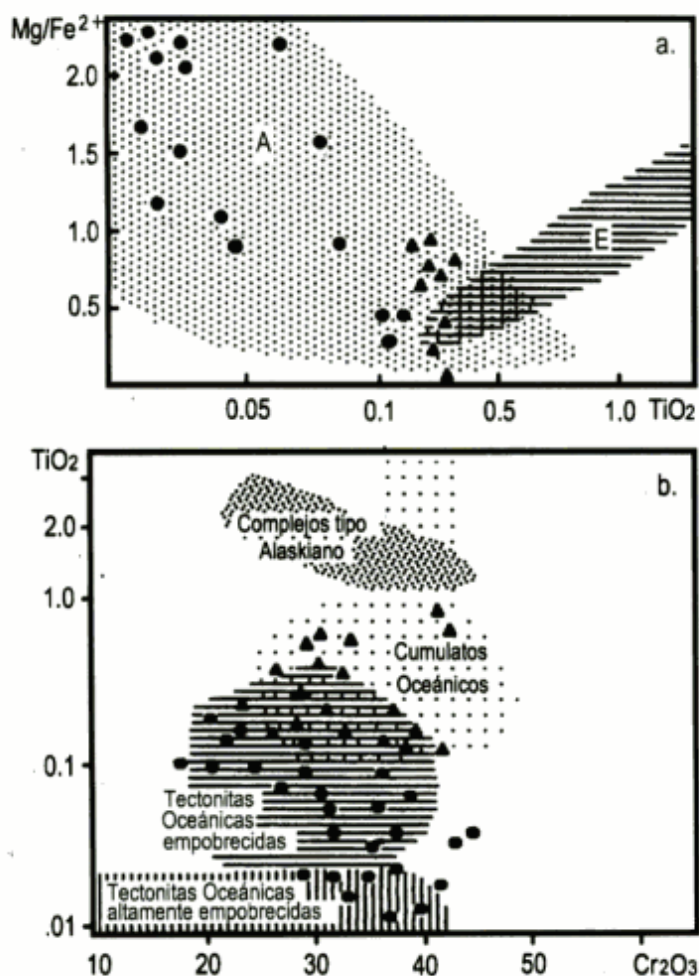


Figura 5: a, Diagrama de variación en la relación Mg/Fe^{2+} vs. TiO_2 expresado en porcentos en peso para los cromoespínelos de Córdoba asociados a tectonitas de manto (círculo lleno) y a la zona de transición (triángulo lleno). Se indican los campos propuestos por Dickey (1975) para los cromoespínelos asociados a complejos estratificados (E) y alpinos (A); b, Diagrama TiO_2 vs. Cr_2O_3 expresado en porcentos en peso para los cromoespínelos de Córdoba. Se indican los campos propuestos por Jan Quasim y Windley (1990) para los cromoespínelos asociados a ultramafitas oceánicas y a complejos de tipo alaskiano. Referencias como en Fig. 5a.

moespínelos analizados en estas rocas se destaca que a diferencia de las tectonitas basales, los contenidos elevados en TiO_2 y hierro mayores al 0,1 % y 3,75 % respectivamente son coincidentes con los citados por Jan Quasim y Windley (1990) en las cromitas asociadas a las porciones basales de cuerpos ofiolíticos en otras localidades del mundo (Figs. 4, 5a y b).

Por otra parte la interpretación de elementos traza señala para las rocas estudiadas de la zona cumular basal de Córdoba un comportamiento geoquímico similar al descrito para las tectonitas de manto, con contenidos promedios mayores a Rb 2,5 ppm, Ba 43 ppm, Th 3 ppm, Nb 19 ppm y K_2O 0,25 %, que reflejan también un enriquecimiento en componentes crustales (Tabla 1 y Fig. 6).

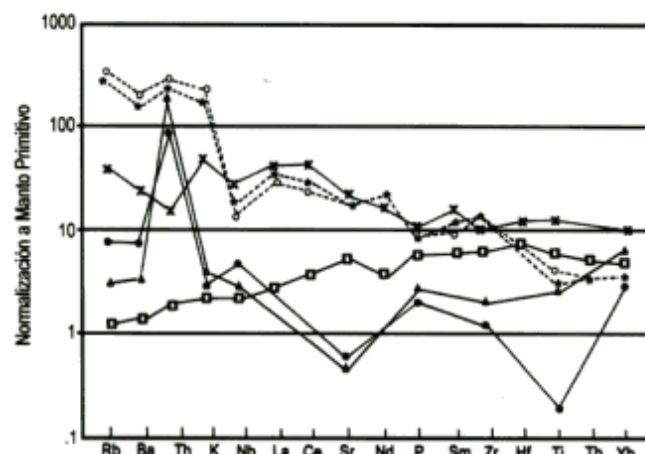


Figura 6: Diagrama comparativo de variación de elementos traza normalizados a valores de manto primitivo (McDonough *et al.* 1992) para valores promedio de tectonitas de manto (círculo lleno); rocas de la zona de transición (triángulo); metabasaltos (por) y metapelitas de la sección crustal superior de Córdoba (cruz). Se indican las curvas promedio para: (cuadrado) basaltos tipo MORB (Saunders y Tarney 1984) y (asterisco) corteza continental superior (Weaver y Tarney 1984).

Diques Asociados: Vinculados a las rocas del manto y a los cumulatos basales se hallaron diques de composición ultrabásica a ácida que constituyen en su mayoría diferenciados toleíticos cogenéticos. Dominan las ortopiroxenitas, websteritas y gabros, en tanto que los extremos composicionales ultrabásicos peridotíticos y mesosilícicos a ácidos (desde tonalíticos hasta graníticos) tienen una participación subordinada. De todos modos debe destacarse que el conjunto de diques hallados no supera al 2 % del volumen de roca total expuesto en la región.

Los diques afloran en cuerpos con espesores desde pocos centímetros hasta un metro, longitudes del orden del metro a las decenas de metros y sus contactos son netos aunque con frecuencia se enmascaran debido a fenómenos de diferenciación metamórfica. En las variedades melanocráticas el ortopiroxeno es el mineral predominante que junto a la olivina muestran una composición poco variada, definida por En_{89} a $En_{81.7}$ y $Fo_{88.3}$ a $Fo_{83.7}$ respectivamente (Fig. 4). El ortopiroxeno presenta además un contenido en Al_2O_3 mayor al 3 %, que lo diferencia del definido en la zona de transición; a su vez el clinopiroxeno corresponde a las variedades de diópsido y salita con proporciones cercanas a $En_{46.7}$ $Wo_{50.4}$ $Fs_{2.9}$, indicativas de una marcada participación de calcio en su estructura. A este respecto es importante señalar que los diques melanocráticos a diferencia de las rocas cumulares evolucionan a través de un progresivo incremento en Al_2O_3 y a expensas de la disminución en MgO más que a un sustancial incremento en CaO,

apartándose del campo establecido para las rocas cumulares (Fig. 3). El quimismo distintivo que los diferencia de las rocas de la sección basal también se refleja en la presencia de ferromagnesiocumingtonita y ferromagnesiohornblenda, anfíboles que se originaron durante el metamorfismo regional.

Por su parte los diques leucocráticos pertenecen a dos variedades mineralógica y químicamente distinguibles. Una de ellas corresponde a rocas que intruyen únicamente a las ultramafitas - mafitas y desarrollan estructuras deformacionales por flujo. Son rocas peraluminosas cálcicas del tren tonalítica -

trondjemítico, (Fig. 7a), con un índice de Shand de $1.1 > A/CNK > 1$ y cuya mineralogía poco variada está definida por cuarzo + plagioclasa + hornblenda. Tienen una proporción en $K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O$ equivalente a que refleja los contenidos extremadamente bajos hallados en K_2O (Tabla 1) y se caracterizan además por poseer una relación Rb/Sr extremadamente baja (0.03 a 0.01) y altas concentraciones en Zr (>100 ppm), Y (>5 ppm) y Nb (> 6 ppm), que les confieren afinidad con rocas derivadas del manto y correlacionables con los plagiogranitos oceánicos (Figs. 7b y c).

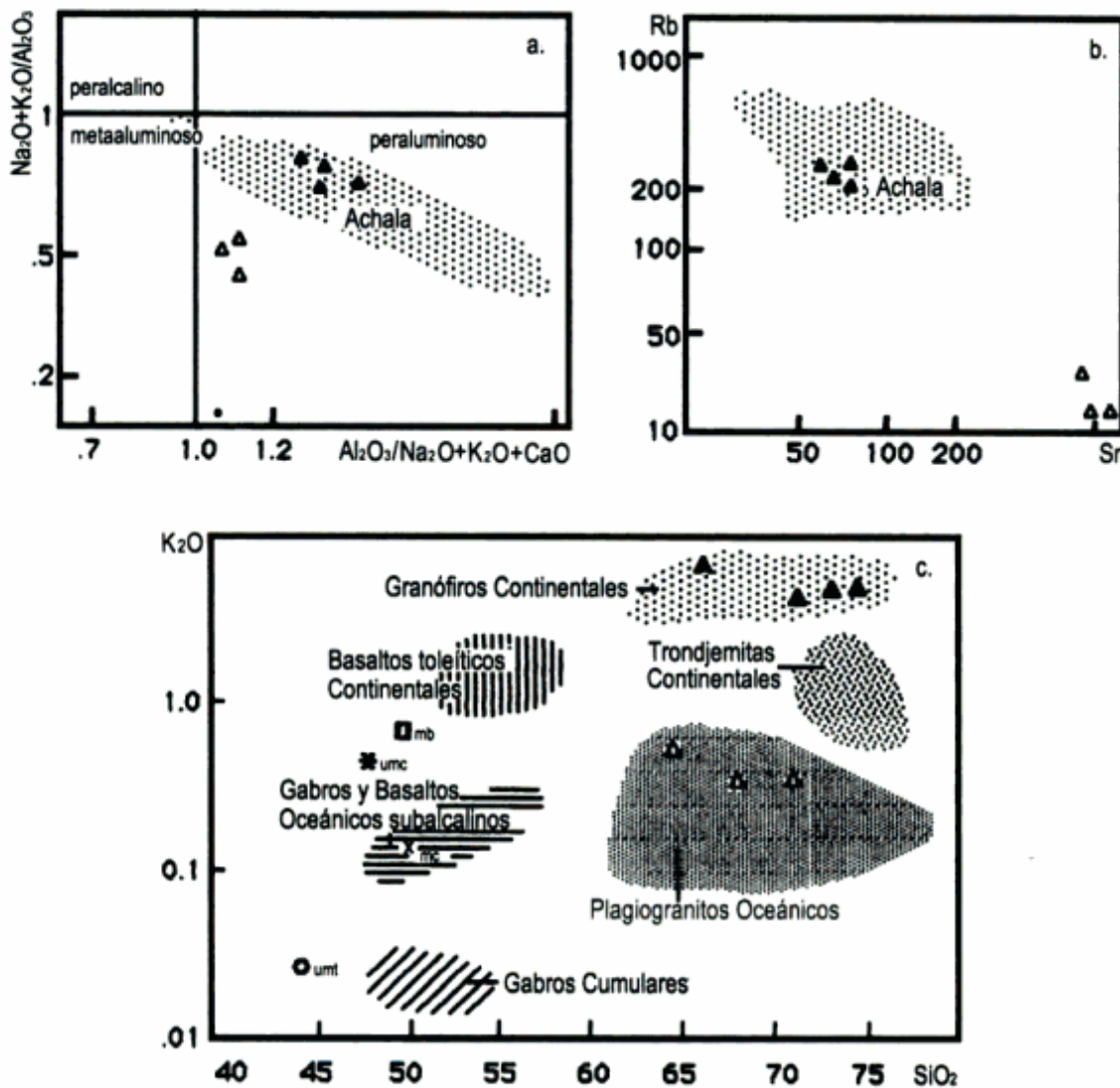


Figura 7: a, Relaciones de saturación en alúmina de Shand (expresada en moles) para los granitoides asociados a las ultramafitas de Córdoba. Se indica el campo definido por Rapela (1982) para los granitoides de Achala; b, Diagrama Rb vs. Sr expresado en ppm para los granitoides asociados a las ultramafitas de Córdoba; c, Diagrama semilogarítmico SiO_2 vs. K_2O expresado en porcentajes en peso, ilustrativo de las diferencias en el contenido en K_2O entre plagiogranitos oceánicos y otros tipos de rocas. Se indican los campos definidos por Coleman (1977) y las relaciones promedio para las tectonitas de manto (umt); ultramafitas y máficas cumulares de la zona de transición (umc y mc) y metabasaltos asociados a la sección crustal superior de Córdoba (mb). Referencias: (triángulo) plagiogranitos, (triángulo lleno) granófiros.

El otro grupo de rocas leucocráticas corresponde a rocas peraluminosas afines con granófiros continentales y su distribución espacial no está restringida a las ultrabasitas y basitas sino que con frecuencia se extienden a lo largo de decenas de metros en los gneises y esquistos aledaños (Figs. 7a y c). Su paragénesis está integrada por feldespato potásico + cuarzo + albita y poseen altas concentraciones en K_2O (Tabla 1), un índice de Shand equivalente a $1.5 > A/CNK > 1.1$ y una relación $K_2O \times 100 / Na_2O + K_2O$ cercana a 80. A diferencia de los plagiogranitos están acompañadas por bajos contenidos en Y (1 ppm), Zr (17 ppm) y Nb (<2 ppm) definiendo una proporción en Rb/Sr cercana a 2 que las ubica en el campo de rocas crustales y en el definido por Rapela (1982) para el grupo de granitoides emparentados con el batolito de Achala (Fig. 7b).

2. Sección crustal superior del complejo ofiolítico

Las ultramafitas de las Sierras de Córdoba se emplazan en potentes niveles de gneises y esquistos con intercalaciones de cuerpos anfibólicos, calizas y dolomías cristalinas. En particular en la región de Bosque Alegre los cuerpos calcáreos constituyen la roca de caja de las cumalatos basales alcanzando potencias del orden de las decenas de metros (Fig. 1).

La asociación definida por esquistos, gneises y anfibolitas ha sido homologada con la asociación metapelita - metalava de la sección superior de un complejo ofiolítico. Los esquistos y gneises de afinidad

calcoalcalina corresponden a una composición promedio granodiorítica con contenidos en elementos traza propios de la corteza continental superior postarqueana (Fig. 6). Las tendencias geoquímicas sintetizadas en el comportamiento de los REE muestran contenidos equivalentes a los sedimentos pelágicos de la plataforma Norteamericana (NASC), originados a partir de la erosión de la corteza continental citados por Thaylor y Mc Lennan (1985), ver Fig. 8 y Tabla 2. También las relaciones La/Th, La_N/Yb_N y La/Sc comprendidas entre 1,7 y 2,4 ppm; 2,1 y 4,6 ppm y 9,1 y 9,6 ppm respectivamente avalan dicha afinidad (Thaylor y Mc Lennan 1985).

Los esquistos y gneises definidos por la asociación cuarzo + plagioclasa + almandino + biotita + feldespato potásico + silimanita + estaulolita + cordierita, reflejan gradientes de presión y temperatura que corresponden al límite alto de la facies de anfibolita y determinan profundidades comprendidas entre los 10 km y 25 km.

Asimismo las variedades gnéicas de las áreas del cerro San Lorenzo y de Atos Pampa denotan un enriquecimiento en el valor total de REE (>329 ppm) que las acerca al campo de las rocas ígneas (Fig. 8 y Tabla 2). Esta tendencia avalada también por las relaciones La/Th (2,8 a 3,2 ppm), La/Sc (3,3 a 13,9 ppm) y La_N/Yb_N (9 a 15,8 ppm) junto a los altos contenidos promedios en Cr (>129 ppm), Co (>18 ppm), Ni (>51,1 ppm), V (>139 ppm), Y (>22,8 ppm), Zr (>174 ppm), Nb (22,5 ppm), Th (>19 ppm), Hf (>6,5 ppm), Ba (>700 ppm), Na_2O (>2,36 %) y K_2O (>5,5 %) sugieren un origen mixto con mezcla de componentes del manto y de corteza continental para estas áreas.

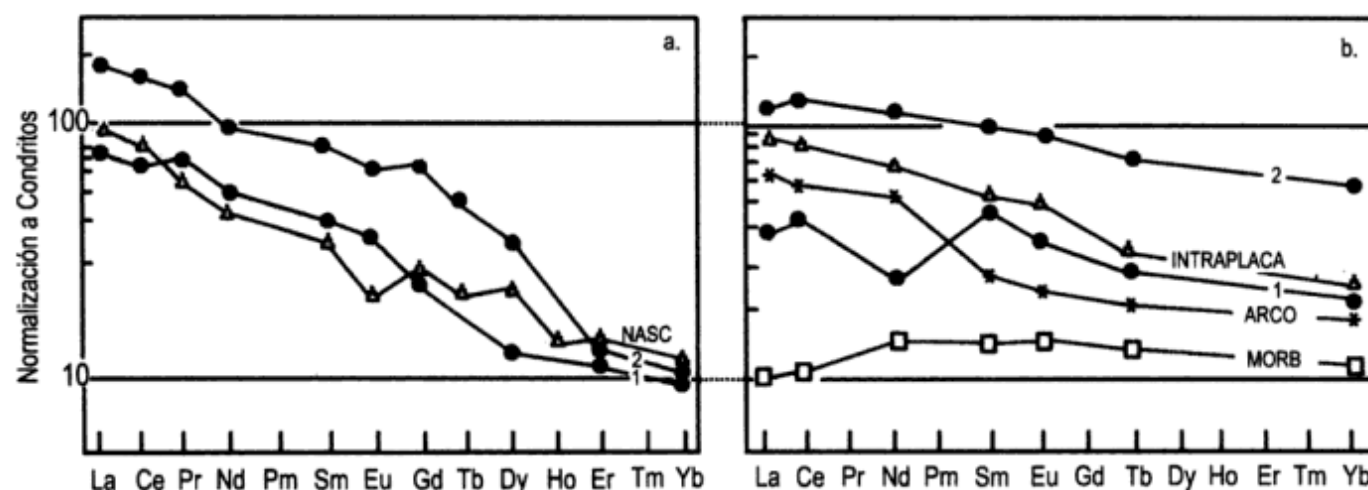


Figura 8: Diagrama comparativo de elementos lantánidos normalizados a valores de condritos para contenidos promedio de metapelitas (a) y metabasaltos (b) de Córdoba. a, Valores de normalización de Taylor y McLennan (1985). Referencias: (1) metapelita regional; (2) metapelita del sur de Atos Pampa y este del cerro San Lorenzo y (NASC) pelita promedio de plataforma Norteamericana postarqueana; b, Valores de normalización de Thompson *et al.* (1983). Referencias: (1) metabasalto regional; (2) metabasalto del este del cerro San Lorenzo; (MORB) basalto centro oceánico, Humphris *et al.* (1983); (ARCO) basalto calcoalcalino de arco de islas, Wilson (19B9); (INTRAPLACA) basalto toleítico continental de Snake River Plane y Deccan, Thompson *et al.* (1983).

Tabla 2.

| Muestra | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---------|--------|--------|--------|--------|
| Nºdatos | 3 | 2 | 4 | 2 |
| La | 11.77 | 39.48 | 31.77 | 64.91 |
| Ce | 31.44 | 116.75 | 60.62 | 140.8 |
| Pr | 5.52 | - | 9.65 | 17.76 |
| Nd | 16.12 | 69.3 | 29.91 | 60.46 |
| Sm | 8.78 | 20.3 | 7.95 | 13.65 |
| Eu | 2.45 | 6.54 | 2.32 | 3.78 |
| Gd | 8.56 | - | 5.21 | 13.01 |
| Tb | 1.56 | 4.57 | - | 1.87 |
| Dy | 8.04 | - | 4.22 | 7.67 |
| Er | 4.26 | - | 2.62 | 2.84 |
| Yb | 4.01 | 17.16 | 2.32 | 2.78 |
| ΣREE | 102.77 | 274.11 | 176.31 | 329.49 |

Referencias como en Tabla 1.

Por su parte las anfibolitas corresponden a toleítas subalcalinas dominantes con una composición química equivalente a basalto y alcalibasalto subordinado que a diferencia de las basitas y ultrabasitas previamente descritas en el texto se ubican como diferenciados tardíos en la evolución magmática local, presentando un índice de diferenciación mg comprendido entre 0.50 y 0.38 (Tabla 1 y Fig. 4). Están definidas por la asociación paragenética plagioclasa + hornblenda + cuarzo + hipersteno + dióxido + titanita + circón + apatita + óxidos de hierro y sus contenidos en elementos traza normalizados a valores de manto (Fig. 6) muestran una tendencia plana con un enriquecimiento entre 10 y 30 condritos comparable con el hallado por Di Marco y Mutti (1994) para otras anfibolitas de la región.

Los contenidos en LFSE y en LREE (Tablas 1 y 2; Figs. 6 y 8) definen para las anfibolitas un rango de concentraciones intermedio entre los de metabasaltos centro oceánicos y los pertenecientes a un ambiente de arco, presentando entonces caracteres geoquímicos asimilables con toleítas de retroarco o con basaltos de tipo MORB que han sufrido una contaminación crustal cercana al 15 % en condiciones de la facies de anfibolita del metamorfismo regional.

Cabe considerar finalmente que en el área del cerro San Lorenzo se hallaron asociadas a las metapelitas de origen de formación mixto, anfibolitas que evolucionan hasta variedades alcalinas y cuyos contenidos en elementos traza se ajustan notablemente con los hallados en los basaltos de intraplaca (Fig. 8 y Tabla 2).

Discusión: petrogénesis del complejo ofiolítico de Córdoba

Las relaciones de campo conjuntamente con el análisis petrográfico y geoquímico permiten discriminar en la provincia de Córdoba bloques ascendidos diferencialmente por fallas de rumbo NNO-SSE, N-S a E-O (Fig. 1), que exponen al menos dos niveles representativos de la sección basal de un complejo ofiolítico antiguo desmembrado y emplazado en rocas de la corteza superior.

El análisis geoquímico de las rocas ultrabásicas y básicas a través de los diagramas de tipo Harker utilizando como índice de diferenciación al MgO% (Fig. 2), permite discriminar esencialmente la presencia de dos poblaciones en las áreas estudiadas: una de ellas relacionada con la sección manto - corteza (para un contenido en MgO entre el 40 % y el 20 %) y la restante con metalavas de la corteza superior (para un contenido en MgO comprendido entre el 12 % y 3.5 %. Como se observa en la figura 2 entre ambas poblaciones identificadas existe un hiato composicional definido por contenidos en MgO entre el 20% y el 12% que mundialmente corresponden a los mayoritarios volúmenes de rocas gábricas formadores de corteza oceánica. En el caso de las mafitas de Córdoba esta ausencia es llamativa, pues aún considerando como posibles representantes de la sección gábrica a cuerpos como el del cerro San Lorenzo (<1 km²) o el de Suya Taco (< 1 km²) entre otros, sus volúmenes aflorantes son mínimos frente a los de las rocas gnéisicas calcoalcalinas expuestas en la región. Esta ausencia sustancial de términos gábricos en la región (cumulares o pertenecientes al complejo endocado) es correlacionable con lo reportado para el complejo ofiolítico del norte de los Apeninos por Beccaluva *et al.* (1980), en donde además las rocas expuestas tienen al igual que en Córdoba un enriquecimiento en elementos incompatibles que las apartan de una evolución exclusiva de zonas abisales.

Como surge de la Fig. 2 las dos poblaciones examinadas pueden ser interpretadas como productos consanguíneos relacionados a dos pulsos magmáticos generados a partir de una fuente común, en especial si se considera a elementos tales como Fe, K y Ba. A este respecto si bien el contenido en elementos compatibles (HFSE) para ambas poblaciones (tectonitas de manto - zona de transición y metabasaltos) es afín con el detectado en rocas provenientes de un manto empobrecido, el enriquecimiento en elementos incompatibles ó móviles (LFSE) se asocia a un fraccionamiento durante la diferenciación del magma a partir de los fundidos más primitivos, hasta alcanzar los términos más evolucionados registrados en la región. Es por lo tanto factible considerar una contaminación en elementos corticales para la fusión inicial proveniente del manto superior empobrecido ó tam-

bién una mezcla parcial con sedimentos terrígenos, representando los metabasaltos la actividad temprana de un magmatismo de tipo oceánico desarrollado en un ambiente pericontinental. Las proporciones halladas en los elementos poco móviles, entre ellos Cr e Y, en las rocas basales de la secuencia y en los metabasaltos representativos de la sección superior indican dos trenes evolutivos que están asociados respectivamente con mezclas parciales cercanas al 40 % y 15 % y compatibles con cristalizaciones fraccionadas de tipo IAT y MORB respectivamente.

La participación de componentes crustales (Rb, Ba, Th, K, Nb) en las rocas básicas y ultrabásicas de Córdoba les otorga un carácter transicional entre rocas de dorsal y de arco. Esta tendencia está también avalada por los números de cromo ($\#cr = Cr/Cr+Al$) obtenidos a partir de los cromoespínelos estudiados de la región (Mutti, 1994), que con excepción de aquellos hallados en el área de Bosque Alegre (sierra Chica) presentan un rango intermedio en el $\#cr$ que se solapa con los valores definidos para las ofiolitas centro oceánicas (0,1 a 0,6) y con aquellas de zona de arco (0,6 a 0,8). Los valores obtenidos en Córdoba comprendidos entre 0,5 y 0,8 para un valor promedio regional de 0,65 (Fig. 4) requieren de concentraciones en Cr y Al que se acercan a las composiciones de los cromoespínelos que han estado sujetos a una tectónica de arco incluyendo las zonas de cuenca de antearco y de retroarco. A este respecto Stowe (1994) indica que muchas ofiolitas fueron formadas en cuencas de arco marginales durante el período marcado entre los 2000 Ma y 800 Ma desarrollándose una tectónica convergente en donde el espesamiento de la corteza imposibilitó el mecanismo de obducción que caracteriza progresivamente la yacencia de los cuerpos ofiolíticos a partir del los 800 Ma. Es de señalar que las dataciones efectuadas por Cingolani y Varela (1975) para las anfíbolitas de las Sierras de Córdoba definen por el método Rb/Sr edades comprendidas entre los 1.046 y 918 Ma. Finalmente se destaca que trabajos recientes (Roberts 1988; Arai e Yrimoto 1994) señalan para la generación de cromoespínelos similares a los hallados en Córdoba la zona de suprasubducción de un arco como la región favorable para la formación de magmas enriquecidos en Cr y destacan el carácter remanente y residual que presentan las cromitas de ofiolitas del manto que alcanzaron dicha zona de convergencia.

Conclusiones

En la comarca estudiada el basamento de las Sierras de Córdoba está integrado por bloques limitados por fallas de rumbo NNO-SSE, N-S y E-O que exponen ultramafitas y mafitas plegadas y metamorfizadas (hasta el límite alto de la facies de anfíbolita), cu-

yos protolitos corresponden a la sección basal de un complejo ofiolítico desmembrado e integrado por tectonitas de manto y rocas de la zona de transición manto - corteza. La sección considerada evoluciona en su contenido en MgO desde el 40 % hasta el 20 % y se halla intruída por toleítas ultrabásicas a básicas cogenéticas y plagiogranitos oceánicos.

La sección ofiolítica basal está emplazada en concordancia con metasedimentos pelíticos de plataforma (esquistos y gneises pertenecientes al límite alto de la facies de anfíbolita) y/o con metasedimentos carbonáticos (calizas y dolomías cristalinas) que presentan intercalaciones de metabasaltos toleíticos subalcalinos (anfíbolitas). El conjunto metasedimentario y metabasáltico representa la sección crustal superior del complejo ofiolítico expuesto en las Sierras de Córdoba.

La asociación ígneo - sedimentaria plegada y metamorfizadas evidencia además caracteres mixtos de formación, con participación de componentes tanto mantélicos como crustales, y se interpreta al presente como representativa de un complejo ofiolítico probablemente originado en un ambiente pericontinental ó de una cuenca marginal a un arco (sistema arco - retroarco, incluyendo la zona de suprasubducción). Durante el Proterozoico tardío - Paleozoico temprano y vinculada a una tectónica convergente esta asociación alcanzó niveles profundos en la raíz de un arco metamorfiándose hasta el límite alto de la facies de anfíbolita, desmembrándose y deformándose en la dirección regional dominante NNO-SSE. La presencia de toleítas de intraplaca (premetamórficas) y de rocas granofíricas, estas últimas relacionadas al emplazamiento del batolito de Achala implican que la región evolucionó hacia una corteza continental desde al menos fines del ciclo Pampeano y hasta finalizar la orogenia Famatiniana.

Agradecimientos

Se agradece a S. Poma y a A. Di Marco por las sugerencias aportadas; a E. Stumpfl, M. Brodtkorb y A. Mutti por hacer posible la aplicación de técnicas de precisión y a la Universidad de Buenos Aires que financió este trabajo a través del subsidio UBACYT Ex-138 y Ex-002.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arai, S., 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotites on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*: 347-357.
- Arai, S, and Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Taramasaka Ultramafic Complex, Southwestern Japan, as mantle melt interaction products. *Economic Geology*, 89: 1270-1288.

- Beccaluva, L., Piccardo, G. B. y Serrl, G., 1980. Petrology of northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. En: Panayiotou A. (Ed.): *Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium*, 314-331, Chipre.
- Bendayán, A., 1994. El complejo ígneo - metamórfico diferenciado San Miguel, Dpto. de Calamuchita, Pcia. de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 126 pp. (Inédito).
- Cingolani, C.A. y Varela R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1: 9-35. Buenos Aires.
- Coleman, R., 1977. *Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?*. Spring Verlag, 222 pp. Berlin.
- Dalla Salda L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 38-51, Buenos Aires.
- Dickey, J. J., 1975. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 39: 1061-1074.
- Di Marco, A. y Mutti, D., 1994. Las anfibolitas y rocas asociadas en la sierra sur de Córdoba: orígenes y relaciones geotectónicas. *Publicación, Instituto de Recursos Minerales*: 3: 491-505. La Plata.
- Escayola, M., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y Estancia San Miguel, provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Escayola, M., Villar, L. y Page, N., 1993. Platinum Group elements in the Central Belt of ultramafic rocks in the Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. *Actas 1 Brazilian Meeting on Platinum Groups Elements*: 58-59. Brasilia.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Humphris, S.E. y Thompson, G., 1983. Geochemistry of rare earth elements in basalts from the Walvis Ridge: implications for its origin and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 66: 223-242.
- Jan Quasim, M. y Windley, B., 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jikal Complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, 31 (3): 667-715.
- Massabie, A., Mutti, D. y Fernández, S., 1994. Control tectónico y petrológico del emplazamiento y localización de las rocas ultramáficas en el basamento Precámbrico de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Actas 38º Congreso Brasileiro de Geología*: 68-72, Brasil.
- McDonough, W. F., Sun, S., Rinwood, A. E., Jagoutz, E. y Hofmann, A. W., 1992. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium Volume.
- Medaris, L.G., 1972. High pressure peridotites in southwestern Oregon. *Geological Society of American, Bulletin*, 83: 41-58.
- Mutti, D. I., 1987. Estudio geológico del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, pp. 189. (Inédito).
- Mutti, D. I., 1992a. Las rocas ultrabásicas y básicas de la provincia de Córdoba: interpretaciones geoquímica e implicancias geotectónicas. *Publicación, Instituto de Recursos Minerales*, 2: 411-432, La Plata.
- Mutti, D. I., 1992b. El Complejo gabro - peridotítico de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 153-167. Buenos Aires.
- Mutti, D. I., 1994. Los cromoespinelos del centro sur de las Sierras de Córdoba: metalogénesis e implicancias geotectónicas. *Publicación, Instituto de Recursos Minerales*, 3: 545-570. La Plata.
- Mutti, D. I. y Di Marco, A. C., 1992. Asociación serpentinita - anfibolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas central y oriental de Córdoba, Argentina. *Publicación, Instituto de Recursos Minerales*, 2: 433-448. La Plata.
- Nicolas, A. y Prinzhofer, A., 1983. Cumulative of residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Journal of Petrology*, 24: 188-206.
- Rapela, C.W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3): 313-330, Buenos Aires.
- Roberts, S., 1988. Ophiolitic chromite formation: A marginal basin phenomenon? *Economic Geology*, 83: 1034-1036.
- Saunders, A. D. y Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. En: Kokelaar, B. P. y Howells, M. F. (Eds.), *Marginal basin geology. Special Publication, Geological Society of London*, 16: 59-76. London.
- Stowe, C.W., 1994. Compositions and Tectonic Settings of Chromite Deposits Through Time. *Economic Geology*, 89 (3): 528-546.
- Thaylor, S.R. y Mc Lennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Ed. Blackwell Scientific Publication, 307 pp. Oxford.
- Thompson, R.N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. y Hendry, G. L., 1983. Continental flood basalts arachnids rule OK? En: Hawkesworth, C. J. y Norry, M. J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, 158-185.
- Villar, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas Argentinas, tipo de ultramafitas, metalogenia. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*: 610-633. Antofagasta, Chile.
- Villar, L. M., Segal, S. J. y Page, N., 1994. Elementos del Grupo del Platino en las Cromititas de la Faja Máfica - Ultramáfica de Sierra Grande de Córdoba, Argentina. *Publicación, Instituto de Recursos Minerales*, 3: 643-652, La Plata.
- Weaver, B. L. y Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310: 575-577.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman Ed., p. 466, London.

Recibido: 14 de septiembre, 1995

Aceptado: 6 de mayo, 1997

Coquinas and shelf deposits of the San Julián Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene) southern Patagonia, Argentina

Marcelo MANASSERO¹, Miguel GRIFFIN² y Guido PASTORINO²

¹ Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata

² Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

RESUMEN. *Coquinas y depósitos de plataforma de la Formación San Julián (Eoceno Superior-Oligoceno inferior), Patagonia austral, Argentina.* La Formación San Julián es una unidad sedimentaria marina somera de edad paleógena, que aflora principalmente en Patagonia austral, en el extremo sudoriental de la Provincia de Santa Cruz. Se compone de rocas sedimentarias detríticas y calcáreas y presenta tres ciclos característicos de somerización desarrollados en una plataforma dominada por arenas. Se describen tres tipos diferentes de coquinas basados en la geometría de los cuerpos y en las asociaciones de facies: coquinas de tormenta, canalizadas y de marejada. Estas se asocian a las litofacies silicoclásticas demostrando un control batimétrico en su desarrollo. Su origen parece ligado a la muerte súbita de los organismos y posterior transporte provocado por olas y tormentas hacia la costa. La acción marina se registra en la asociación de facies observadas a lo largo de tres subambientes: transición-costa afuera (F1+Hc), cara de playa inferior (Sm+St) y cara de playa superior (St+Sp+Gm+Gms). Los depósitos de tormentas muestran valvas enteras, en algunos casos articuladas y no desgastadas, con un alto potencial de preservación. Los tres ciclos de la Formación San Julián están bien expuestos en las cuatro secciones descriptas. Los ciclos 1 y 2 comienzan con areniscas bioturbadas y macizas, con coquinas canaliformes y pasan a areniscas entrecruzadas con coquinas tabulares de gran extensión. El ciclo 3 se encuentra coronando el margen del Gran Bajo San Julián, con un buen desarrollo de cuerpos de areniscas entrecruzadas. La variedad, abundancia y buena preservación de las coquinas observadas en esta localidad tipo, evidencian la necesidad de mayores estudios sedimentológicos y paleoecológicos en otras áreas del Gran Bajo y en sectores aledaños de Patagonia Austral.

ABSTRACT. The San Julián Formation is a Paleogene shallow marine unit exposed near the coast of southern Patagonia, Argentina. It includes both siliclastic and calcareous sediments and shows three upward-shoaling cycles developed in a sand-dominated shelf sequence. This paper describes three main types of coquinas on the basis of their geometry and facies associations, e.g. storm coquinas, channel coquinas and swell coquinas. They are related to the lithofacies and show a paleobathymetrical control in their development. The main origin of the coquinas seems to be sudden death caused by uprooting agents, such as large waves and storms. Storm and wave action is recorded in the facies associations observed, enabling the recognition of three main subenvironments: transition-off shore (F1+Hc), lower shore face (Sm+St) and upper shore face (St+Sp+Gm+Gms). The storm deposits show a high preservation potential with many bivalves having articulated, somewhat unbroken and non abraded shells. Three cycles were distinguished within the Upper San Julián Formation, well exposed in the four sections. Cycles 1 and 2 are relatively similar, both beginning with massive sandstones with channel coquinas, and evolving into cross-bedded sandstones with extended sheet storm coquinas. Cycle 3, is the best exposed along the border of the San Julián Depression, showing thick cross-bedded sandy bodies. The variety, abundance and good preservation of the coquinas in this unit, make this type locality unique and underline the importance of further sedimentological and paleoecological studies along the San Julián Depression and surrounding areas of southern Patagonia.

Introduction

The study area is located in a huge depressed area, known as the Gran Bajo de San Julián (Fig. 1) in the province of Santa Cruz (Southern Patagonia, Argentina). This depression is the lowest topographic point in the country, lying about 100 metres below the sea level. The exposures of the San Julián Formation are almost continuous along the border of this geomorpho-

logical feature. Four sections were studied at the following localities: La Colmena (1), Meseta Chica (2), Pan de Azúcar (3) and eastern section (4) shown in Fig. 1.

The Tertiary sediments exposed in the area were first recognized by d'Orbigny (1842) who included them in his "Tertiare Patagonien", but Darwin (1846) was the first scientist to explore the area considered in this study. Darwin included these sediments, together with other Tertiary sediments expo-

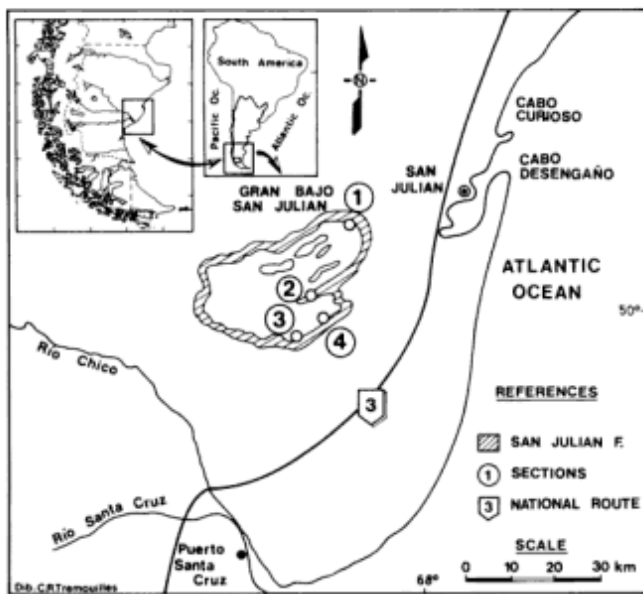


Figure 1. Location map of the San Julián Formation in the San Julián Depression, Santa Cruz province, southern Patagonia.

sed in Argentina from the city of Paraná (Province of Entre Ríos) southward, in his "Great Patagonian Formation". The fossils collected by Darwin were described by Sowerby (1846). Further contributions to the geology of the area were made by Feruglio (1949-1950), Camacho (1967, 1974), Russo and Flores (1972), Di Paola and Marchese (1973) and Bertels (1970, 1977). More recently, Legarreta and Uliana (1994), using late Cretaceous and Neogene fossil assemblages and hiatuses in southern Patagonia, published a sequence-stratigraphy perspective of the continental and marine sedimentary units of central Patagonia. The San Julián Formation (or "Juliense") was described by those authors as inner to outer shelf deposits with condensed intervals and fossil concentrations.

Previous workers on the San Julián Formation stratigraphy (Bertels 1977; Di Paola y Marchese 1973; Panza *et al.* 1994) proposed a lower member (Gran Bajo) and upper member (Meseta Chica). In this contribution we follow this stratigraphical division (see section 2 in Fig. 2).

Shelf and coquina facies: background information

Shepard (1932) demonstrated by bottom sampling that most shelves are covered with a complex association of sediments. His environmental reconstruction of the shallow marine siliciclastic deposits was developed with two different approaches: paleoecological and sedimentological. In this contribution we will use both approaches and also stress the impor-

tance of the storm deposits (Swift 1969; Hobday and Reading 1972) and associated coquina deposits interbedded with siliciclastic sandstones (Brenner and Davies 1973; Kidwell 1986, 1989; Kidwell and Aigner 1985; Bellosi 1988; Bellosi and Barreda 1993).

Storms played a mayor role in the redistribution of siliciclastic and bioclastic materials. These storms are evidenced by the widespread occurrence of random accumulations of fossil shells that typically comprise the products of two shell reworking processes: a) transport of skeletal material from deeper environments by storm-generated or storm-enhanced currents (Kelling and Mullin 1975; Fursich 1982; Jeffrey and Aigner 1982) and, b) *in situ* storm-related reworking of shell material (Brenner and Davies 1973; Specht and Brenner 1979; Kreisa 1981; Kreisa and Bambach 1981).

According to Brenner and Davies (1973) three different types of coquinas can be recognized: channel lags, storm lags and swell lags. All three are widespread in the San Julián Formation where the sedimentation processes are related to storm-surge channels, storm currents and large sea swells. The channel lag model has been re-evaluated by Brenner *et al.* (1985), with the idea that coquinoid sandstones filling the "channel-like" scours appear to form through the migration of sand waves across the crests of inner shelf sand ridges during periods of storm and tidal flow, implying that channels could be formed by other previous erosive processes and filled by storm events.

Coquinas form channel and sheet-like lags in response to the storm-generated currents acting on both marine bar ridges and interbar shelves. This model implies that individual coquinas cannot be correlated over large areas. However, a tentative correlation of coquina layers in the San Julián Formation can be drawn, based on the inferred cycles within the succession in the study sections (Figs. 1 and 2).

The main characteristics of these different types of coquinas (channel, storm and swell lag) are based on bed geometry, fragmentation state and lithological associations. Their properties are summarized in Table 1.

Swell lags are generated when scattered accumulations of shells mixed with silt and clay were modified by the passage of large swells. The resulting disturbance of upper sediment layers causes a rapid settling of shells forming a basal concentration, followed by the slower settling of clay and silt size particles typical of distal platform areas. These lithofacies occurs in the lower member of the San Julián Formation (Fig. 2).

Channel lags are formed during waning activity of storm-derived currents, when the surge channels are left covered with shell fragments, glauconite, pellets and coarse siliciclastic material. Glauconite is res-

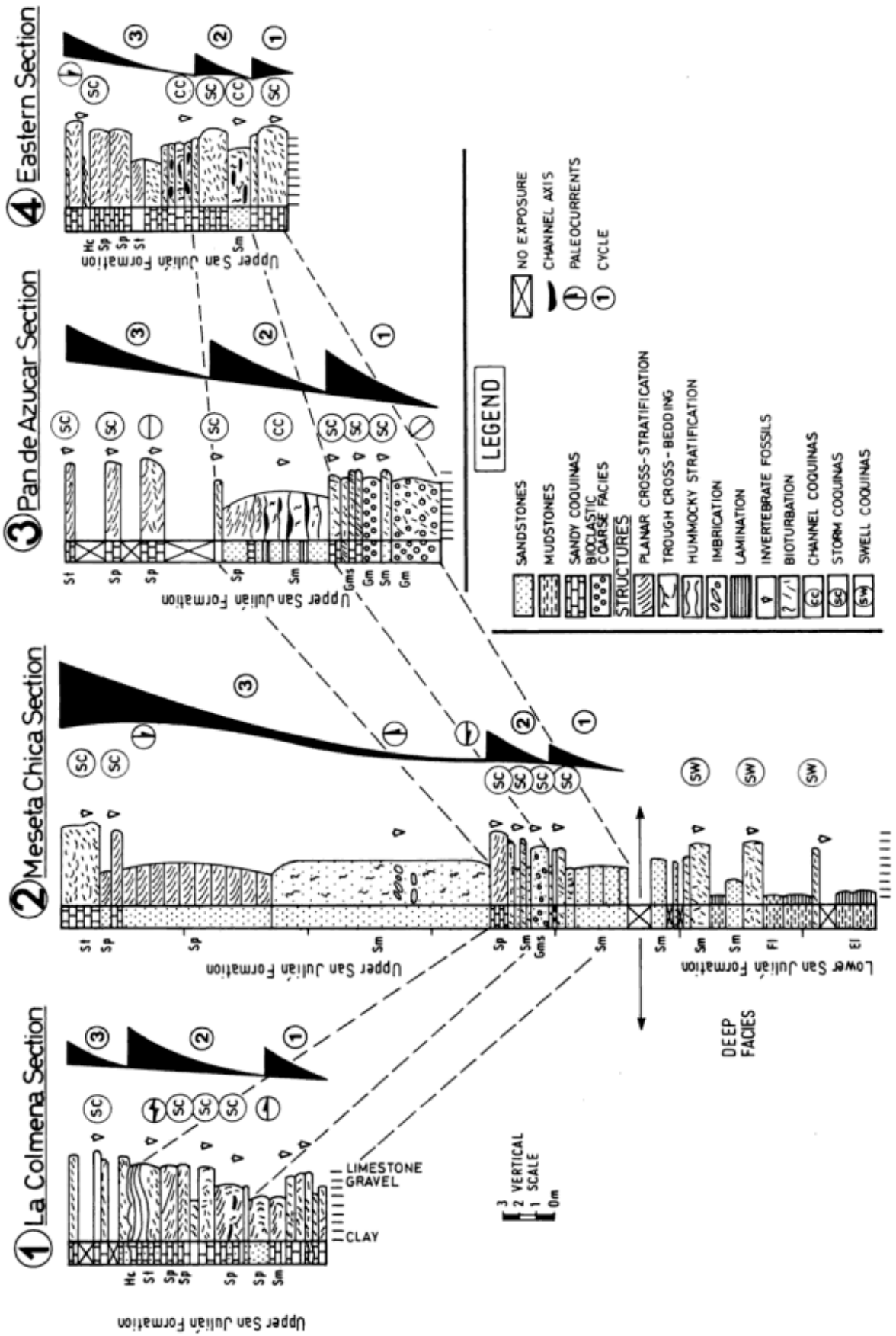


Figure 2. Sections, lithology, grain size, sedimentary structures and paleocurrents. Grain size ranges from clay to gravel and limestones in each section.

Table 1: Coquina classification chart (adapted from Brenner and Davies 1973)

| | SWELL LAG | CHANNEL LAG | STORM LAG |
|---|--|---|--|
| Dominant faunal elements | Pectinids bivalves as whole shells | Oysters, pectinids, crinoids and brachiopods, invariably fragmented | Oysters, pectinids, crinoids and brachiopods invariably fragmented |
| Matrix | Glauconitic silt and clay | Glauconitic, sandstone | Glauconitic, sandstone |
| Thickness of lag units | 3 to 400 cm | 100 to 400 cm | 3 to 400 cm |
| Geometry of individual lag-units | sheet | shoestring | sheet |
| Basal contact | well defined, non erosive | markedly erosive, variable relief on erosion surface | erosive, low relief on erosion surface |
| Bounding units | Mudrock | Sandstone | Mudrock or sandstone |
| Stratigraphic position | Usually within base of complete sections | Near base of cycle | Scattered throughout cycle |

stricted to marine environments and originate through several processes, such as direct precipitation from sea water, alteration of detrital phyllosilicates like biotite and illite, but mainly by alteration of organic matter and faecal pellets (Burst 1958). Here, we think that the storm generated currents and later the long-shore currents accumulated the glauconite grains in the shallower areas of the platform.

Storm lags are formed by currents that incised surge channels across bars and transported coarse siliclastic and fragmented shell debris. This debris spreads out over the bars in a sheet-like geometrical pattern. Depending on the amount of material released, and the duration and intensity of storm-derived currents, these bodies could extend towards deeper areas of the shelf. Such high energy events, though rare by human experience, have high preservation potential in the geological record. This means that storms probably preserve rather than destroy loose fossils, by burying and thus, protecting them from fair weather processes (Kreisa 1981).

Two additional modes of formation of shell-rich layers by rare events (not rare in the San Julián Formation) were suggested by previous authors (Specht and Brenner 1979; Dott 1983; and Kidwell 1986, 1989):

a) Sudden death by quiet suffocation: benthonic organisms living during normal conditions are suffocated by an unusual storm-induced cloud of mud. The

fauna shows little or no significant transport and most brachiopod and bivalve shells are well preserved.

b) Sudden death by rough uprooting (widespread in the San Julián Formation): violent disturbance of shells through bottom-stirring by large waves which concentrate by winnowing away all the fine-grained sediment. Subsequent return to normal conditions would produce fine-grained sediments containing scattered shells as in packstones.

Lithofacies description and interpretation

The four stratigraphical sections considered in this study (47 m thick in the Meseta Chica Section), were measured and described. The sedimentological study included the description of lithologies (texture and rock composition) and sedimentary structures. Five siliclastic lithofacies and two coarse bioclastic (calcareous) lithofacies were defined for this unit (Table 2, Fig. 2). For quick and simple description purposes, lithofacies nomenclature follows the code system of Miall (1978) for fluvial deposits (cf. Spalletti 1993).

Dominant colours of this shallow marine deposits are light grey, brownish, and light green, due to the presence of the glauconitic sandstones. Di Paola and Marchese (1973) described them as medium to fine

Table 2: Lithofacies description and interpretation.

| SILICICLASTIC FACIES (volcaniclastic) | DESCRIPTION | INTERPRETATION |
|---------------------------------------|---|--|
| Sm | Massive well sorted medium to coarse grained arenites and coquinas | Deposition in upper flow regime, steady high tractive flow |
| Sp | Cross stratified well sorted medium to coarse grained arenites and coquinas | Longshore three dimensional subtidal sand wave |
| St | Trough cross bedded medium to fine grained arenites and coquinas | Megaripples (2D) formed in response to storm currents |
| Fl | Tabular mudstone and shales with interbedded coquinas | Transition off shore deposits suspension settling |
| Hc | Hummocky cross stratification | Storm inner shelf deposits |
| BIOCLASTIC FACIES | | |
| Gm | Massive clast supported conglomerates and coquinas | Lag deposits of the breaker zone hiperconcentrated sheet flows |
| Gms | Matrix supported conglomerates and coquinas | Storm events inshore of the breaker zone high density flows |

lithic sandstones composed mainly of well-preserved andesitic rock fragments and plagioclase.

Siliciclastic (volcaniclastic) lithofacies

Facies Sp (medium grained arenites): well sorted medium-grained arenites. The beds show 2D lenticular shapes along the outcrops, and are 0.3 -1 m thick and 5 m wide. Planar cross-bedding with foresets inclined about 15 degrees are common. Sets usually occur within multistorey (2D) sand bodies (sand waves of Allen 1980). Paleocurrent data is not conclusive (Fig. 2), cross stratified sets show both preferred southward and westward paleoflows.

Facies Sp has many features characteristic of two-dimensional sand waves, although some beds suggest a transition to three-dimensional megaripples. These sedimentary features are interpreted as being deposited in shallow, 5-10 m, subtidal areas (Nieroda *et al.* 1984). Cosets of the *Sp* sandstone are interpreted as bars built by breaking wave-related currents on oceanic beaches within the friction zone (Driese *et al.* 1991). Cross-bedding reflects a low flow regime during the migration of megaripples.

Facies Sm: well-sorted medium-grained arenites, characterized by massive beds, locally with interca-

lated coquina layers. In section 2, a 14 m thick tabular body of this facies with sharp contacts and imbricated and oriented echinoids floating in a sandy matrix. It is interpreted as being the product of a high energy environment with high sedimentation rates, interrupted by periods of non-deposition with abundant bioturbation developed as widespread mottles (Fig. 5B).

These bodies seem to be part of a wave-originated bar system, with rapid vertical aggradation and abundant sediment supply, with lower energy gaps that allowed time for bioturbation.

Facies St: although cross-bedding is not abundant along the sections, this facies is composed by medium arenites, with dominant 2D lenticular geometries. They are 0.5-1 m thick and up to 6 m wide, usually, restricted to the upper part of the San Julián Formation (Fig. 2, section 4). They are interpreted as channel fill deposits in shallow nearshore areas representing dunes (3D) with southward migration.

Facies Hc (hummocky): this facies is characterized primarily by low-dipping, sharply defined laminae and convex-upward antiformal structures. They are 1 m thick sets of hummocky cross stratified fine- to medium-grained sandstone with abraded marine fossils allochems. They are interpreted as the result

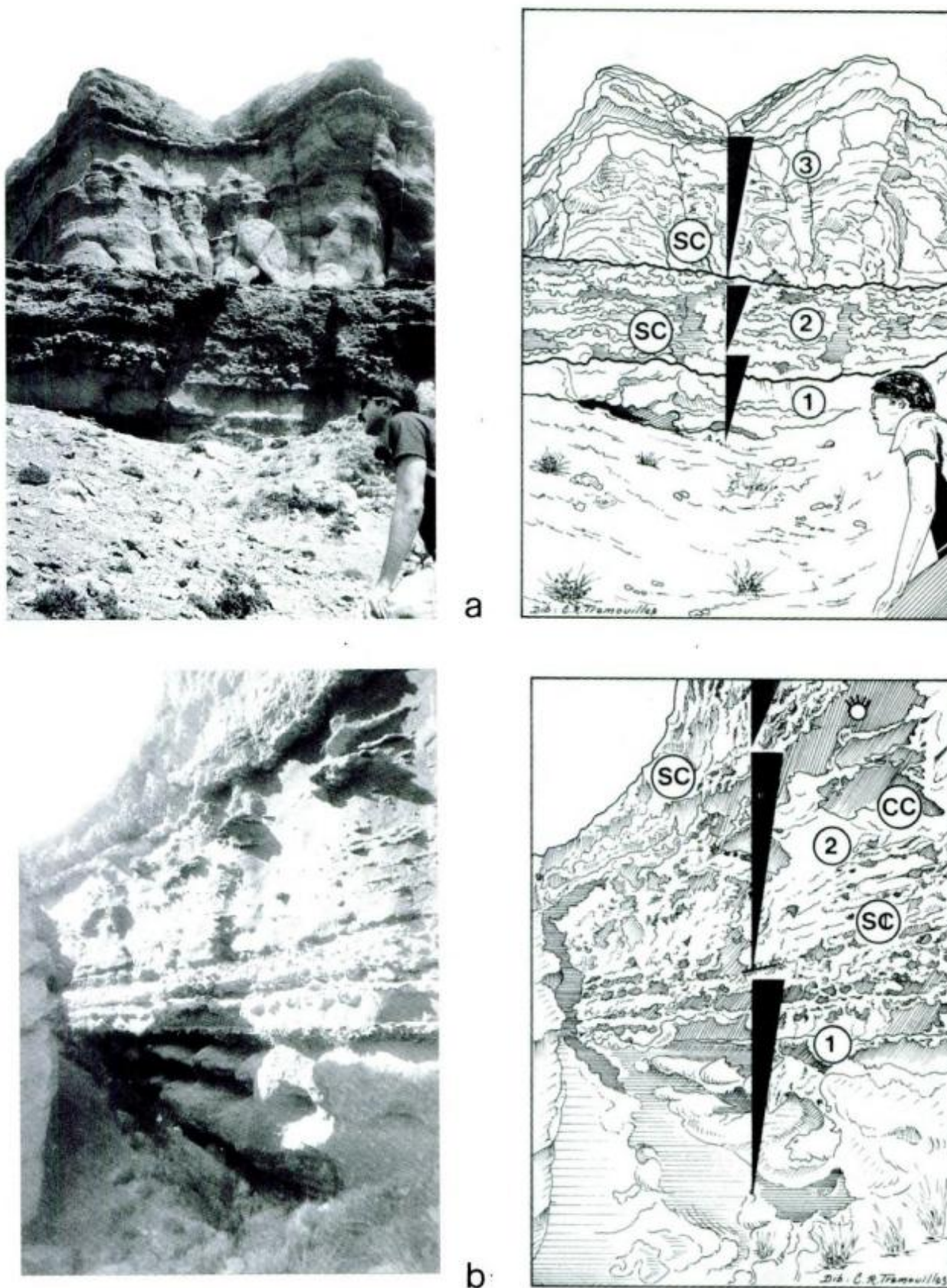


Figure 3: a, Section 2 frontal view of the Meseta Chica outcrops and inferred upward shoaling cycles; b, Section 3 general view of outcrops and upward shoaling cycles

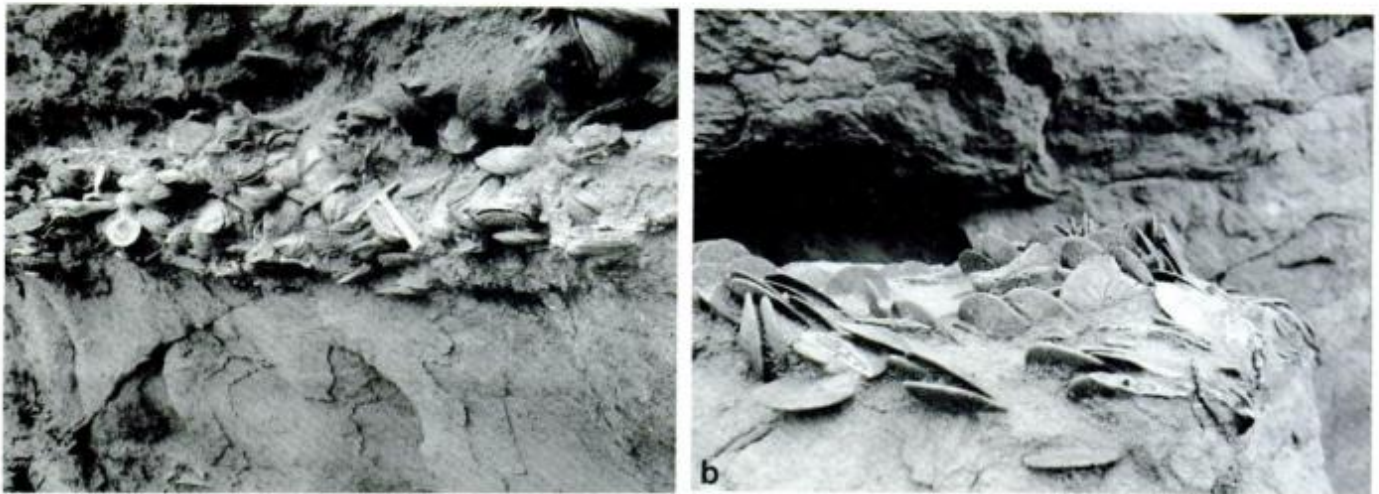


Figure 4. a, Sheet coquinas (Gm) composed by oysters (35 cm long) with attached valves within the cycle 1. Section 2 (Meseta Chica); b, Well preserved equinoids, showing imbrication in the base of the cycle 2. Section 2 (Meseta Chica).

of inner shelf deposition generated by flow storm currents originated by large waves in water depths ranging from 10 to 50 m (Driese *et al.* 1991). This facies is better represented in the topmost San Julián Formation section 1. As an origin for similar structures, Harms *et al.* (1975) suggested offshore transport of fine-grained sand by retreating storm surges. This would contradict, however, the fact that in section 1 (Fig. 2) this facies appears at the top of the upper shoaling cycle 2, although this could be interpreted as a sudden retreat and change of sea level.

Facies Fl: mudstones in the lower San Julián Formation. They consist of tabular layers interbedded with swell lag coquinas and are interpreted as offshore deposits. The fine grain size, thin lamination and non-erosional contacts suggest fallout from suspension clouds. This is supported also by the systematic absence of any subaerial exposure features and the position of the facies in the sequence. The swell coquinas are associated with this facies.

Bioclastic (calcareous) lithofacies

Facies Gm massive conglomerates: includes tabular clast-supported conglomerates with unoriented fossil allochems (oysters ranging from few cm to 35 cm long), up to 2 m thick. Typically they have flat, non-erosional basal contacts and mainly sheet-like geometries. This facies seems to represent the highest flow regime condition in this sedimentary environment, as the breaker zone or storm events acting on the surface of the sand bars. They are associated with the sheet coquinas. Similar lithofacies were described recently, from the Patagoniense (or Patagonia Formation) of the Chubut Province to the

north (Scasso *et al.* 1996), as lag deposits at the base of parasequences during transgressive events. In our case these kinds of fossil accumulations are associated with phosphatic debris-like pellets and the development of a diagenetic phosphatization process affecting volcanic rock fragments and plagioclases.

Facies Gms: tabular matrix supported conglomerates, with abundant fossils allochems, containing unoriented oysters reaching up to 40 cm long. They are not abundant and are interpreted as detrital and bioclastic high-density storm deposits in the nearshore areas (Kreisa 1981).

Although in both bioclastic gravels (Gm and Gms), the bioclasts can be dispersed by abnormal waves, here they are well preserved as layers that show the effect of syndepositional processes like disarticulation, fragmentation and abrasion (Dott 1983).

Facies associations and upward shoaling cycles

The highest energy deposits recorded in the shoreface and transitional deeper zones usually display an erosional base, basal lag deposits of shells (peak storm flow) and horizontal to low-angle lamination or hummocky-type cross stratification (waning storm flow). This particular sequence was recorded in the San Julián Formation (Fig. 3). The lateral variations of this storm layers is displayed in Fig. 6.

The clastic deposits described above, may be classified (Fig. 7) as a sand-dominated facies within the fields of wave- and storm-dominated processes, according to the sand/mud contents and inferred depositional processes like fair weather, tides, oceanic currents, shoaling waves and storms (Kidwell *et al.* 1986; Johnson and Baldwin 1986).

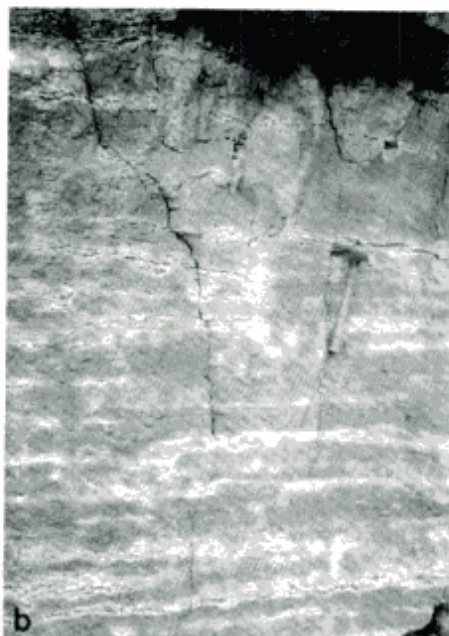


Figure 5: a, Cross stratification (Sp facies) to the top of cycle 3 in Section 3 (Pan de Azúcar); b, Highly bioturbated facies (Sm) base of cycle 3 in Section 2 (Meseta Chica).

The nature of the lithofacies and the fossil fauna suggests a shallow sand-dominated shelf with intense and intermittent wave and storm action. We can group the facies into three main zones summarized as a depositional model in the block diagram of Fig. 8.

Transition-offshore: includes facies Hc, Fl and coquinas. The texture and the mechanical structures suggest a slower sedimentation rate and quiet conditions, ranging from suspension fallout to low-energy wave regime. Swell coquinas are developed in this zone.

Lower shoreface zone: consists of facies Sm and Sp and suggests deposition under different flow regime

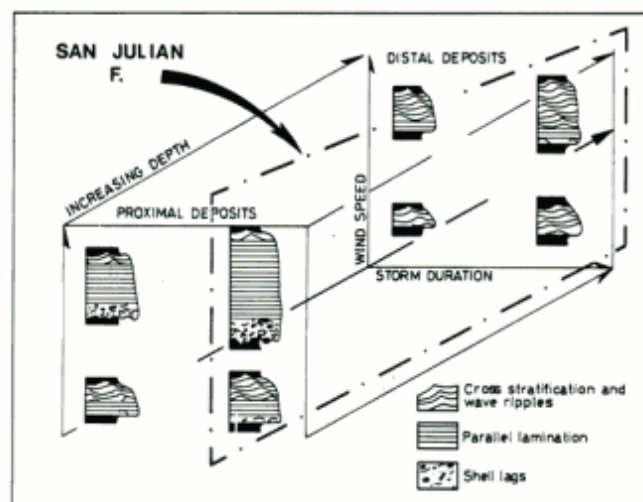


Figure 6: Lateral variation of storm layers as a result of storm duration, wind speed and water depth (after Allen 1982).

conditions such as wave-related currents (Sp sand-waves) and storm and tidal currents. The existence of oscillatory flow action can be also inferred. The bottom of the zone shows some bioturbation (Section 2 in Fig. 3).

Upper shoreface zone: consists of facies Sp, St, Gm and Gms. Sandstone bodies are associated with coarser deposits (Gm lithofacies) originated in an area of strong energy dissipation (breaker zone). Sheet like gravel intercalations at the top of several sandstone bars suggest reworking by storm waves. Paleocurrents suggest reworking by both longshore and perpendicular currents, showing southward and westward trends (Fig. 3).

Cycles and clastic supply

In all four sections, the upper member of the San Julián Formation shows three characteristic upward shoaling cycles (Fig. 3).

Cycles 1 and 2 show similar facies characteristics, such as the abundance of Sm facies at the base and well-developed allochthonous channel coquinas. These facies evolve to Sp and St associated with storm parautochthonous sheet coquinas.

Cycle 3 is the best represented in the sections because of the good exposures in the bottom of the San Julián Depression (Fig. 1), with the Sm facies being the thickest sandstone bodies (section 2). In this cycle, the Sp facies are very well developed too (section 4).

The kind of sediment available is the most important single control of shallow marine siliciclastic fa-

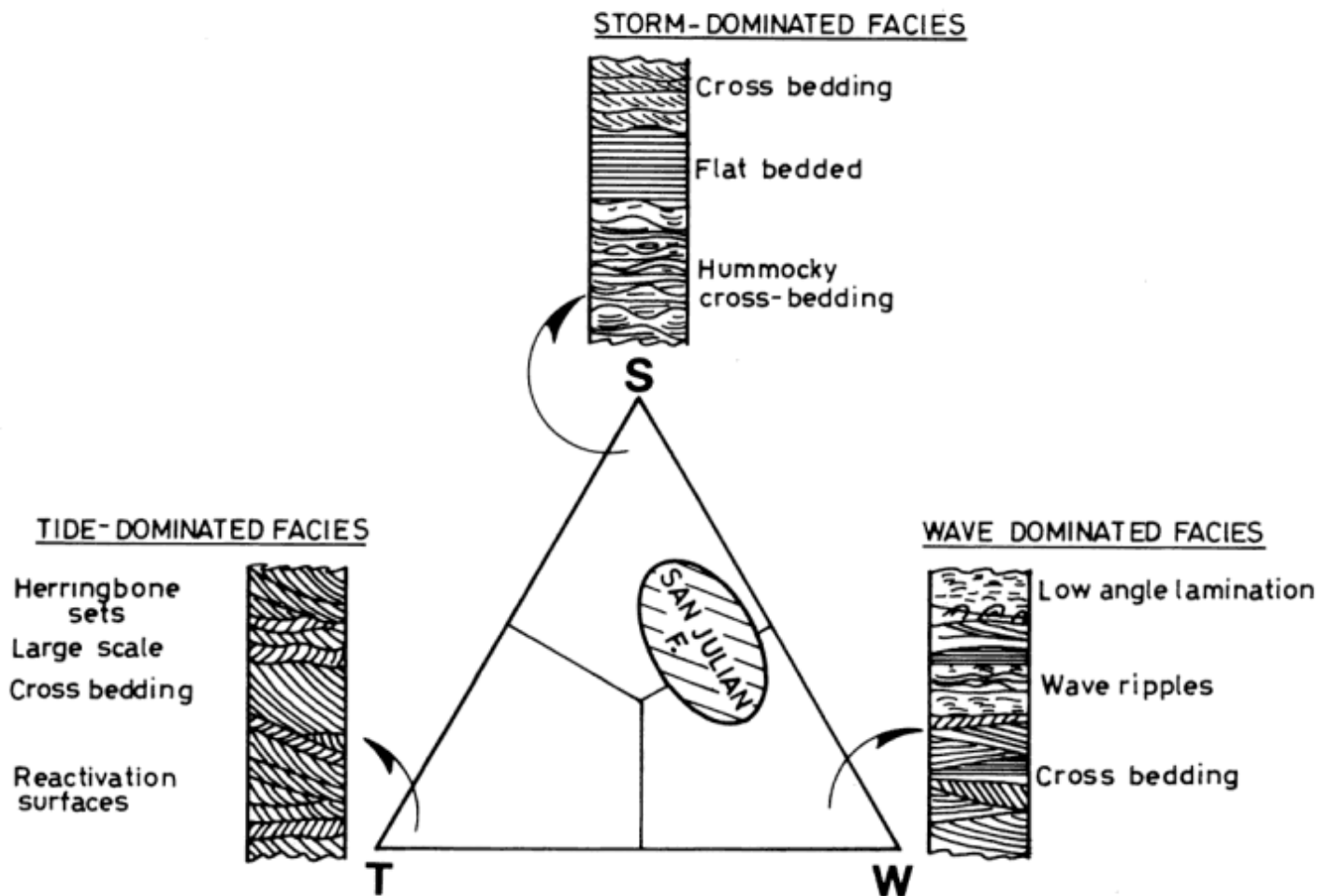


Figure 7: Ternary diagrams for facies classification of dominant shelf processes tidal-storm-waves and sand/mud content. Location of the San Julián Formation in the diagram of marine siliciclastic facies based on sand/mud content (sand dominated) and inferred depositional process (from Johnson and Baldwin 1986).

cies. Johnson and Baldwin (1986) underlined the importance of terrestrial supply, sediment storage and sediment transfer from inshore and shoreline to the shelf environments, especially during transgressions. The prerequisites for the accumulation of many blanket sandstones deposits like the San Julián Formation were an abundant sand supply, fluctuating sea level and strong tidal storm currents. Sediment supply is favoured by the numerous episodes of shoreline progradation and retreat with extensive coastal erosion. The widespread coquina layers seem best explained by repeated energy fluctuations, such as battering of very shallow marine environment by unusual storm wave. In other words, the sedimentary record is mostly a record of ordinary processes of average magnitude and short recurrence intervals (see also episodic events in Dott 1983), and probably the many sequence gaps represent more time than preserved data (Kidwell 1986, 1989).

Conclusions

The San Julián Formation shows a good example of three different upward-shoaling cycles developed in a sand-dominated high-energy shallow shelf.

Storm and wave action is registered in the observed facies associations and three main subenvironments are recognized: transition-offshore (Fl+Hc), lower shoreface (Sm+St) and upper shoreface (St+Sp+Gm+Gms).

Three main types of coquinas are described on the basis of their geometry and association with siliciclastic (volcaniclastic) facies: storm coquinas, channel coquinas and swell coquinas. These facies association reflects a palaeobathymetric control in the development of the bioclastic deposits. Their main origin seems to be the sudden death of organisms by uprooting processes, such as large waves and storms. Nevertheless, the presence of well-preserved

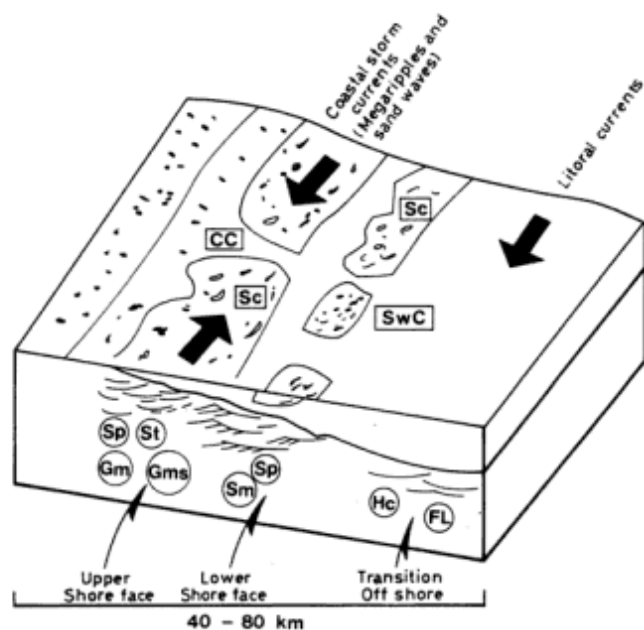


Figure 8: Block diagram of inferred depositional environments. Model of the storm-wave dominated open marine platform suggested for the San Julián Formation. Facies abbreviations on front of block diagram are explained in the text.

valves, somewhat articulated and not abraded, suggest a high preservation potential for the invertebrate remains in the storm deposits.

The cyclicity of the San Julián Formation is well exposed in all the described sections. Cycles 1 and 2 are similar, as both of them start with massive sandstones plus channel coquinas and evolve into cross-bedded sandstones with widespread sheet storm coquinas. Cycle 3 is the best represented because of the quality of the exposures along the border of the San Julián Depression, showing large-scale cross-bedded bodies.

The variety, abundance and good preservation of the observed coquinas in this unit, make the San Julián area unique, and underline the value of further sedimentological and paleoecological studies along the San Julián Depression and other neighbouring sites of Patagonia.

Acknowledgements

This study was supported by the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) of Argentina. The authors are very grateful to Renato Andreis, Eduardo Bellosi and Luis Spalletti for detail review with wise and helpful comments that gave order and improve our contribution.

REFERENCES

- Allen, J. R. L., 1980. Sandwaves: a model of origin and internal structure. *Marine Geology*, 26: 281-328, Amsterdam.
- Allen, J. R. L., 1982. *Sedimentary Structures: their character on physical basis*. Developments in Sedimentology. Elsevier, 270 p. New York.
- Bellosi, E. S., 1988. Estratos de conchilla del Terciario medio de la Cuenca de San Jorge. *Actas 2da Reunión Argentina de Sedimentología*: 260-264. Buenos Aires.
- Bellosi, E. S. and Barreda, V. D., 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la Cuenca de San Jorge, Registro de las variaciones eustáticas de la Patagonia. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 1: 78-86.
- Bertels, A., 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (Rep. Arg.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25: 495-501.
- Bertels, A., 1977. Estratigrafía y micropaleontología de la Formación San Julián en su área tipo, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 14: 233-293.
- Brenner, R. L. and Davies, D. K., 1973. Storm-Generated Coquinooid Sandstone, Genesis of High Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1685-1698.
- Brenner, R. L., Swift, D. and Gaynor, G., 1985. Re-evaluation of coquinooid sandstone depositional model, Upper Jurassic of Central Wyoming and South Central Montana. *Sedimentology*, 32: 363-372.
- Burst, J. F., 1958. Glauconite pellets their mineral nature and applications to the stratigraphy interpretation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 42: 310-327.
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22: 253-280.
- Camacho, H. H., 1974. Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia. *Anales Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, 26: 39-57. Buenos Aires.
- Darwin, C.R., 1846. *Geological Observations on South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle*. Smith Elder & Co., 617 p. London.
- Di Paola, E. and Marchese, H., 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián - desembocadura del Río Santa Cruz) Provincia de Santa Cruz, República Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 207-222.
- d'Orbigny, A. D., 1842. *Voyage dans l'Amérique Meridionale*. Paleontologie, 3, 561 p. Strasbourg.
- Dott, R. H., 1983. Episodic sedimentation, how normal is average? How is rare? Does it matter?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 5-24.
- Driese, S. G., Fischer, M. W., Easthouse, K. A., Marks, G. T., Gogola, A.R. and Schoner, A.E., 1991. Model for genesis of shoreface shelf sandstone sequences, southern Appalachians, paleoenvironmental reconstruction of an Early Silurian shelf system. *Special Publication International Association of Sedimentology*, 14: 309-338.
- Feruglio, E., 1949-1950. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Vol. 1, 157 pp.; Vol. 2, 349 p., Buenos Aires.
- Fursich, F. T., 1982. Rhythmic bedding and shell bed formation in the Upper Jurassic of East Greenland. In: Einsele and Seilacher (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*, p. 208-222. Springer Verlag, Berlin.
- Harms, J. C., Southward, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequence. *Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short*

- Course 2, 161 p. New York.
- Hobday, D. K. and Reading, H. G., 1972. Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late Pre-Cambrian of Finmark, North Norway. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 318-324.
- Jeffrey, D. and Aigner, T., 1982. Storm Sedimentation in the Carboniferous Limestones near Weston. In: Einsele and Seilacher (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer Verlag, p. 240-247, Berlin.
- Johnson, H. and Baldwin, C., 1986. Shallow siliciclastic seas. In: Reading, H. (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publication. Elsevier, 569 p. Oxford.
- Kelling, G. and Mullin, P. R., 1975. Graded limestone and limestone-quartzite couplets, possible storm deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sedimentary Geology*, 13: 161-190.
- Kidwell, S. M., 1986. Models for fossils concentrations: paleoecologic implications. *Paleobiology*, 12: 6-24.
- Kidwell, S. M., 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records: origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *Journal of Geology*, 97: 1-25.
- Kidwell, S. M. and Aigner, T., 1985. Sedimentary dynamics of complex shell beds: implications for ecologic and evolutionary patterns. In: Mayer and Seilacher (Eds.) *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, p. 382-395, Springer Verlag, Berlin.
- Kidwell, S. M., Fürsich, F. T. and Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 6: 228-238.
- Kreisa, R. D., 1981. Storm-generated sedimentary structures in Subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician South-Western Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 823-848.
- Kreisa, R. D. and Bambach, R. K., 1981. The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: Einsele and Seilacher (Eds.) *Cyclic and Event Stratification*, p. 240-247. Springer Verlag, Berlin.
- Legarreta, L., y Uliana, M., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatus en el supracretácico-neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfica secuencial. *Ameghiniana* 31(3): 257-281.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. In: Miall (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists, 5: 597-604.
- Nieroda, A. W., Swift, D. J. P., Hopkins, T. S. and Ma, C., 1984. Shoreface Morphodynamics on wave-dominated coasts. In: Greenwood and Davies (Eds.) *Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-dominated Coastal Environments*. Developments in Sedimentology, 39: 311-354. Elsevier, Amsterdam.
- Panza, J., Irigoyen, M. y Genini, A., 1994. Hoja Geológica Puerto San Julián, Pcia. de Santa Cruz (4969-4). Secretaría de Minería, Boletín, 211, 78 p. Buenos Aires.
- Russo A. y Flores M., 1972. Patagonia Austral ExtraAndina. In: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, p.707-727. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Scasso, R., Castro, L., Alonso, M., Lippai, H. and Bosh, P., 1996. Significado estratigráfico y paleoambiental del conglomerado fosfático Patagoniano de Bryn Gwyn, Gaiman, Chubut. 6ª Reunión Argentina de Sedimentología, p. 117-122. Bahía Blanca.
- Shepard, F. P., 1932. Sediments on continental shelves. *Geological Society of America, Bulletin*, 43: 1017-1024.
- Sowerby, G. B., 1846. Descriptions of Tertiary fossil shells from South America, p. 249-264. In: Darwin (Ed.) *Geological Observations on South America (Appendix)*. London.
- Spalletti, L. A., 1993. An iron-bearing wave-dominated siliciclastic shelf: facies analysis and paleogeographic implications (Silurian-Lower Devonian Sierra Grande Formation, Southern Argentina). *Geological Journal*, 28: 137-148.
- Specht, R. W. and Brenner, R. L., 1979. Storm wave genesis of bioclastic carbonate in Upper Jurassic epicontinental mudstones, east central Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1307-1322.
- Swift, D. J. P., 1969. The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application of the Geological record. *American Geological Institute*, 4: 1-46.

Recibido: 28 de septiembre, 1995

Aceptado: 14 de agosto, 1997

Geología y petrografía de Trapalcó, Provincia del Río Negro

†Enrique NUÑEZ y Rubén J. CUCCHI ¹

¹ Servicio Geológico Nacional, Avda. Julio A Roca 651, Buenos Aires

ABSTRACT. *Geology and petrography of Trapalco, Rio Negro Province.* The results of geological field and laboratory work carried out in the area of Trapalco, Rio Negro Province (40° 00' - 40° 30' S, 68° - 69° 15' W), an area approximately 4.000 km² are presented. The oldest rock units are late Palaeozoic to Triassic granitoids that are well exposed in the studied area. The granitoids range from hornblende-biotite bearing granites or granodiorites to leucocratic granites. Acid to mesosilicic Mesozoic volcanism is also well represented in the area. Acid volcanism is represented by the Garamilla Formation (rhyolitic ignimbrites and lavas as well other pyroclastic types); mesosilic rocks of andesitic composition constitute the Trapalco Volcanics (=Taquetren Formation). Sedimentary and pyroclastic rocks typified by conglomerates, sandstones and tuffs vary from Late Jurassic (Pichi Picun Leufu Formation) to Miocene (Chichinales and Collon Cura formations). Basaltic volcanism is widely distributed in the north-eastern and south-eastern sectors of the surveyed area. The major outcrops are related to Neogene volcanism; a Holocene crater is present at cerro Pillahuinco Chico. Recent sediments and reworked deposits complete the stratigraphical sequence. The principal structural lineaments are also presented.

Introducción

Se dan a conocer los rasgos esenciales de la geología de la comarca de Trapalcó, provincia de Río Negro, comprendida entre los paralelos 40° y 40° 30' lat. S y los meridianos 68° 30' y 69° 15' long. O.

Se describirán las principales unidades geológicas, su ubicación geográfica, relaciones de campo y características litológicas más importantes. Las unidades más antiguas son los granitoides paleozoicos y mesozoicos vinculados a los que al oeste estudiaron Núñez y Cucchi (1990) y Cucchi (1991a y b, 1992, 1993a y b) y los que al este estudiaron Llambías y Rapela (1984). Vulcanitas triásicas y jurásicas están representadas en especial en el sector occidental mientras que las sedimentitas mesozoicas están presentes en los afloramientos de la Formación Bajada Colorada ubicados más al oeste que los de la Formación Candeleros que se ha depositado más al oriente. Asomos aislados y sin mayor desarrollo areal o sólo detectados al pie de mesillas basálticas o mesadas de igual composición como las de las formaciones Allen, Chichinales, y Collón Cura se distribuyen en distintos sectores de la comarca. Las coladas basálticas del Neógeno están muy bien representadas en los cerros Pillahuicó, Chico y Grande, así como en la Altiplanicie de El Cuy, en áreas ubicadas al oriente mientras que otras coladas se distribuyen en los alrededores del cerro Lonco Vaca y paraje de Curahuf sitios al oeste.

Sedimentitas recientes se extienden en extensos sectores de la comarca: son depósitos aluviales, coluviales, eólicos, etc. que cubren como un manto a diversas litologías.

Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo el relevamiento de una comarca de la que hasta el presente no se tenían mayores datos o se los tenía dispersos o parciales y, además, sistematizar y sintetizar el conocimiento geológico que de ella se ha adquirido a través de la investigación encarada por los autores.

Métodos empleados

Sobre la base topográfica del Servicio Geológico Nacional en escala 1:100.000, el examen de imágenes satelitales y la interpretación fotogeológica de fotogramas en escala 1:50.000 y su correspondiente control de campo, se procedió a la preparación de un mapa geológico en aquella escala. Se realizaron perfiles y se estudiaron 76 cortes delgados y se realizaron innumerables observaciones puntuales así como descripciones mesoscópicas de gran número de muestras. Por último se correlacionaron entre sí di-

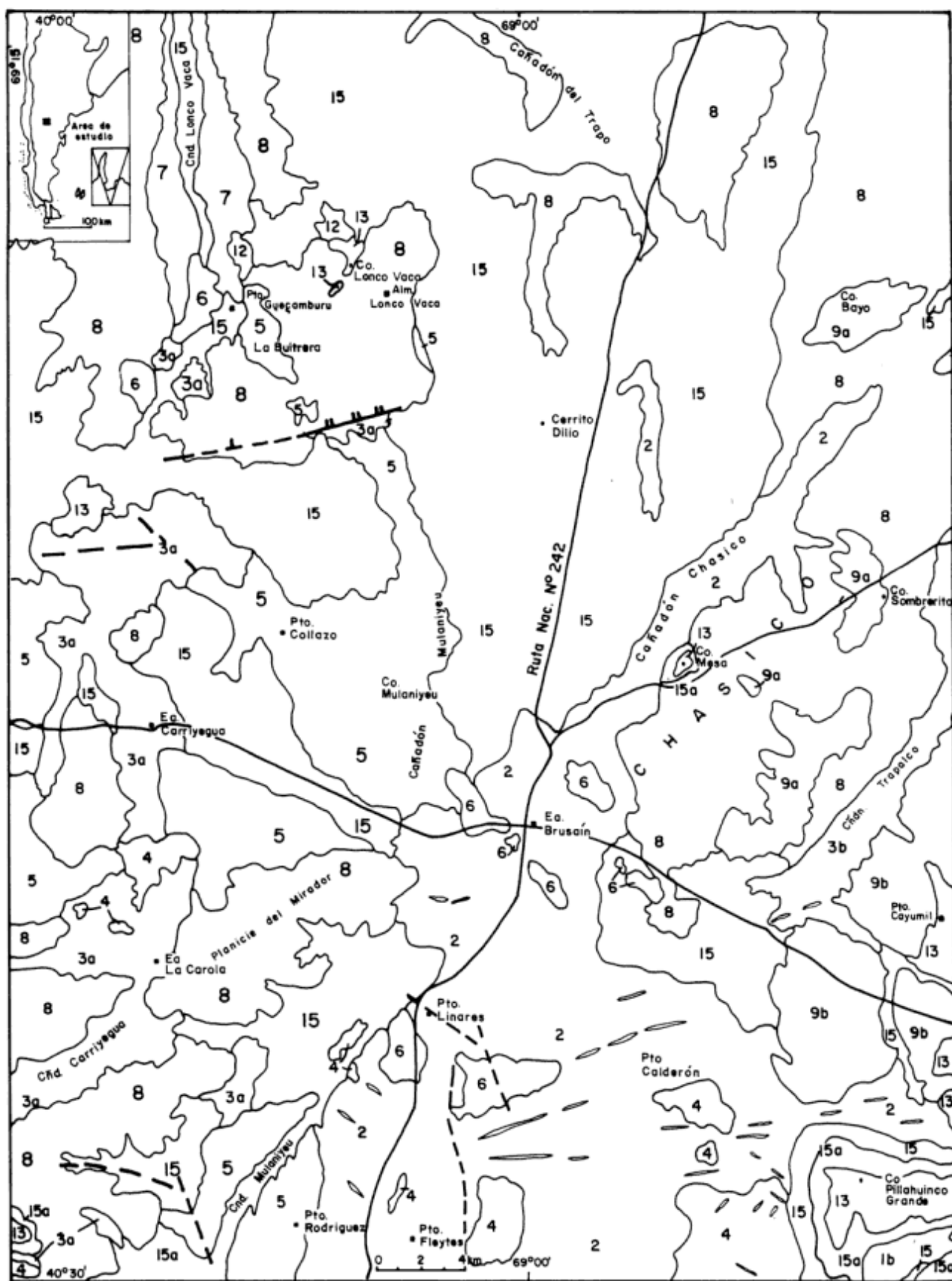
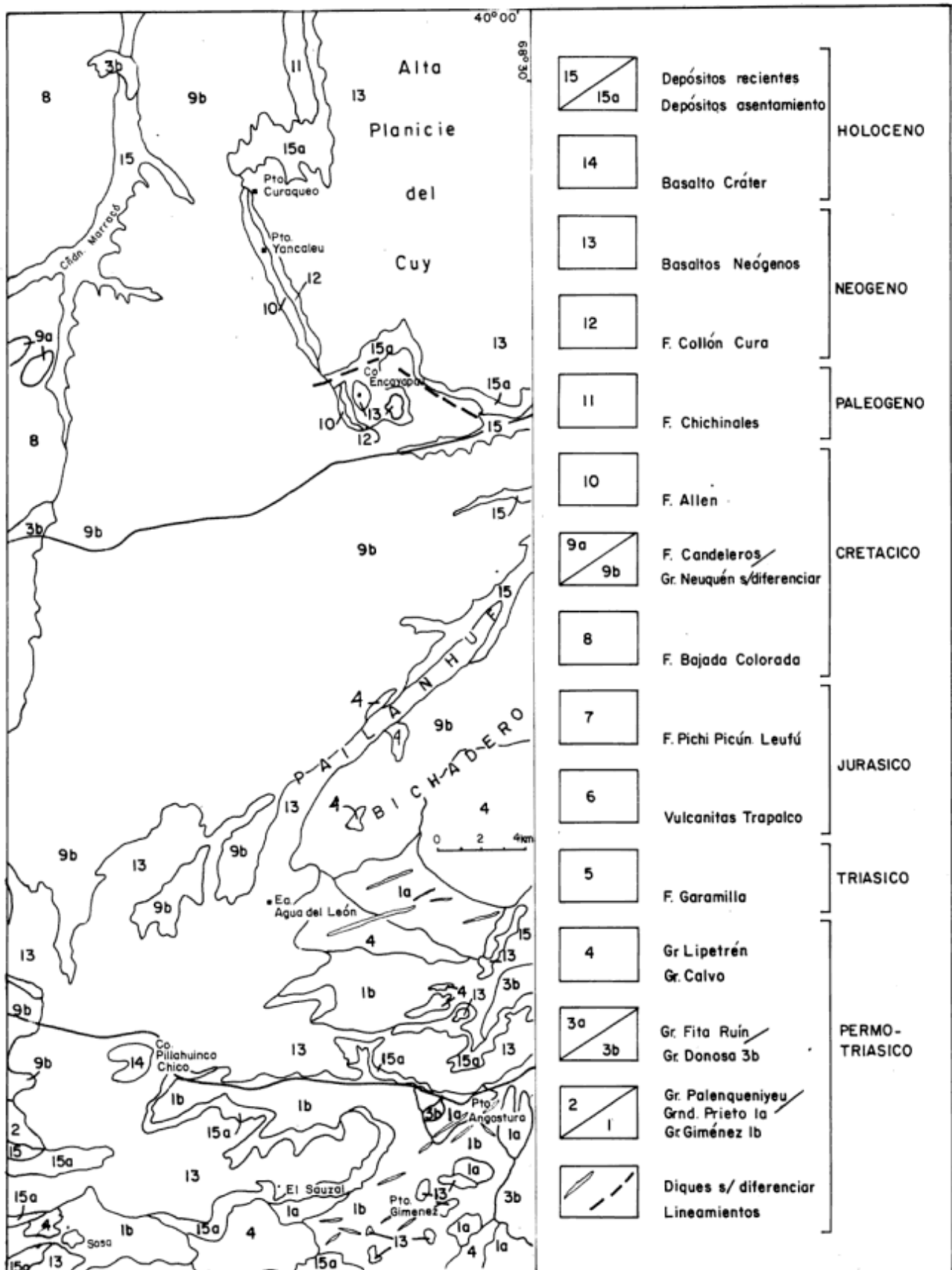


Fig. 1:



Mapa geológico de la región de Trapalcó.

chas observaciones procediendo a la confección del mapa y su columna estratigráfica.

Geología y petrografía

En lo que sigue se describirán las diferentes unidades de la región estudiada, su ubicación y distribución geográfica, sus relaciones de campo y sus características petrográficas, en especial de los granitoides. Se comienza como es habitual con las unidades más antiguas.

Granitoides permotriásicos

Granito Palenqueniyeu (Núñez y Cucchi 1990)

Bajo el nombre de Granito Palenqueniyeu se han agrupado granitos grises anfibólico-biotíticos con inclusiones.

En la región de Trapalcó los principales afloramientos están ubicados en el puesto Angostura, al norte de la estancia La Laguna, donde forman parte de la Granodiorita Prieto de Llambías y Rapela (1984); además están representados en una pequeña faja al sur del puesto El Sauzal y a unos 6 km al este de la estancia Aguada del León. En el sector centro-meridional desde la estancia H. Brusain y a lo largo de la ruta que une General Roca con Ingeniero Jacobacci se encuentran los afloramientos más extensos de las rocas de esta unidad. Estos asomos llegan desde unos 5 km al oeste del cerro Pillahuincó Grande hasta un par de kilómetros al oeste de la ruta mencionada.

En la región de Mengué y Laguna Blanca rocas similares a estas han sido llamadas Granito Palenqueniyeu y Granito Cayupil por Núñez y Cucchi (1990) y Cucchi (1991b y 1992), respectivamente, mientras que en el este, en la zona de La Esperanza, reciben el nombre de Granodiorita Prieto (y facies granítica Giménez) dado por Llambías y Rapela (1984).

Esta unidad está representada por un conjunto de rocas de grano mediano a grueso, en general homogéneas si bien algunas muestran megacristales de tamaño variable entre 1 cm hasta 2 cm de largo por 1 cm de ancho. El color dominante es gris y gris claro con cierto aspecto como moteado debido a las concentraciones de los mafitos.

Un rasgo característico de estos granitoides es la presencia de inclusiones redondeadas de grano fino, gris oscuras; más raros son los xenolitos de metamorfitas gris oscuras, a veces algo bandeadas, que probablemente sean de la Formación Cushamen, característica que es frecuentemente observada en la comarca más occidental y que en el sector de La Esperanza se la ha visto en una muestra al sud del puesto El Sauzal.

Desde el punto de vista de su mineralogía la unidad se destaca por la abundancia de mafitos, en especial hornblenda y en menor medida biotita. Los componentes esenciales son plagioclasa, feldespato perítico, cuarzo, hornblenda y biotita. Por su composición los hemos clasificado como monzogranitos si bien al este Llambías y Rapela (1984) reconocen granodioritas.

La plagioclasa es oligoclasa-andesina (24-34% An), algunos cristales con zonalidad normal; maclada según Albita-Karlsbad, Karlsbad y Periclino; tiene una alteración arcillosa incipiente a total en algunos individuos. El feldespato potásico es del tipo perítico filiforme o en máculas, algo subordinado en relación con la plagioclasa; puede englobar cuarzo, biotita y plagioclasa.

El cuarzo presenta subgranos, con bordes suturados y trenes de inclusiones distribuidos de forma irregular a lo largo de microfracturas; la deformación interna del cuarzo no es muy intensa, se observa algo de extinción en franjas paralelas al eje c y extinción ondulada.

La hornblenda puede presentar individuos con maclas polisintéticas, cristales aciculares y otros alotriomórficos. A veces están cribados con cuarzo redondeado y biotita idiomórfica en tablas cortas.

La biotita se presenta en prismas cortos, algo desfilcados en sus extremos, algunos con halos pleocroicos alrededor de zircón y otros en secciones basales con finas inclusiones aciculares de rutilo (sagenita); la alteración a clorita no es muy intensa. Como accesorios se presentan apatita, titanita, epidoto, mineral opaco.

Las inclusiones redondeadas o enclaves son composicionalmente dioríticas; muestran una marcada disminución del tamaño del grano y aumento en la proporción de mafitos, en especial hornblenda. A unos 2 km al sur del puesto Angostura se observan estas características a las que se suma la presencia de apatita en agujas finas y largas, opacos, clorita como producto secundario de la biotita y/o mafitos y sericitización del feldespato; hay epidoto dispuesto en algunos cristales a lo largo del clivaje de prismas de anfíbol. Otras inclusiones como la vista en un granito ubicado 5,5 km al sur de la estancia Brusain, muestran cristales de mayor tamaño, como fenocristales, de plagioclasa zonal con un sobrecrecimiento alrededor del núcleo inicial que altera a material arcilloso y/o lleva dentro pequeños cristales de mafitos. La plagioclasa de estos megacristales es oligoclasa (An 15-20%). La base de ellos es equigranular con partes iguales, aproximadamente, de anfíbol y biotita; como accesorios contiene titanita, agujas de apatita y minerales opacos.

En la región oriental, próxima a La Esperanza se presentan los mejores afloramientos de los granitos rosados leucocráticos y/o biotíticos que según LLam-

bías y Rapela (1984) constituyen la "facies granítica Giménez" incluida por estos autores en la Granodiorita Prieto. Los asomos se presentan entre los bajos o valles dejados por la erosión de los basaltos ubicados al este del cerro Pillahuincó Chico y al sur-sureste del cerro Pillahuincó Grande.

Las rocas de esta unidad son rosadas, de grano mediano a grueso con escasa biotita y abundante cuarzo hialino intersticial respecto del feldespato.

En parte recuerda al llamado Granito Calvo (=Formación Lipetrén), lo que induce a cierta confusión para reconocerla en el campo si bien el examen microscópico revela sus diferencias así como lo hacen las relaciones de campo. La textura es inequigranular aunque la plagioclasa le confiere cierto aspecto hipidiomórfico.

Composicionalmente está formada por cuarzo, feldespato perfitico y plagioclasa entre los minerales claros y biotita que altera a clorita en los oscuros; hay además algo de moscovita.

El feldespato potásico es perfitico con desarrollo de finos filetes o hilos que predominan sobre los individuos que tienen máculas lentiformes pequeñas más largas que anchas.

La oligoclasa (An 12-28%) puede tener zonalidad, en especial en cristales idiomorfos de mayor tamaño; algunos individuos desarrollan mirmequitas en sus límites. Desarrolla maclas finas que en ciertos cristales son claramente de origen deformacional lo que junto con la deformación en franjas y algo de mortero intergranular marcan una acción dinámica suave.

La biotita es de forma irregular, castaño rojiza, algunas con halos pleocroicos alrededor del zircón; a veces altera a clorita con segregación de gránulos pequeños de un mineral opaco.

Al sudoeste del puesto El Sauzal hay variedades de grano más grande en las que la plagioclasa es algo zonal (con núcleo alterado) y la biotita es más rojiza, quizás titanada, mientras que al sudeste de la estancia Agua del León, hay menor biotita aparece escasa moscovita y hay algo más de deformación interna en el cuarzo, con mayor sutura de los bordes. La plagioclasa es una oligoclasa (An 17-27%).

Granito Donosa (Llambías y Rapela 1984)

Las rocas de esta unidad son de grano fino a mediano de color gris rosado con pocos megacristales de hasta 0.8 cm de largo, por lo común de hábito prismático corto y/o cuadrados de 0,5 cm de lado si bien hay otros, no muy numerosos de 2-3 cm de largo por 1 cm de ancho. Son rocas biotíticas cuyos agregados de este mineral le proporcionan aspecto moteado.

Afloran en el sector occidental de la comarca, en forma aislada; el más septentrional lo hace en ambas márgenes del cañadón Lonco Vaca, al oeste y sudoeste

de La Buitrera y más al sur desde la estancia Carriyegua hasta la estancia La Carola donde se extienden al occidente a lo largo de la curvatura de un cañadón sin nombre. En cercanías del puesto Sosa, la textura es granular alotriomórfica con cierta tendencia a hipidiomórfica por algunas tablas de plagioclasa (An 18-22%) y biotita con cristales algo más grandes sin que lleguen a ser verdaderos fenocristales aunque los de plagioclasa son zonales; el feldespato potásico es perfitico maculoso-filiforme. Lo que en cierto sentido constituye la base o matriz es inequigranular con plagioclasa más fresca que los megacristales.

El cuarzo tiene subgranulación, extinción ondulosa, bordes suturados; forma también pequeños mosaicos con menor deformación.

La biotita está deformada pero no llega a formar *kink-bands*, solo extinción ondulosa, rupturas e insinuación de *kinks* y lleva apatita incluida. Pleocroismo pardo castaño algo verdoso o bien castaño rojizo suave. Halos alrededor de inclusiones de zircón.

Accesorios: opacos, apatita, zircón.

Donde la deformación ha sido más intensa se llega a producir una especie de mortero intergranular o intragranular entre secciones de un mismo individuo; hay una disminución del tamaño del grano, mayor deformación en el cuarzo con suturas de granos interlobadas y mayor subgranulación.

Llambías y Rapela (1984) han hallado contactos netos de esta unidad con la Granodiorita Prieto, en la zona de La Esperanza, relación no vista en otros puntos de la comarca pues los afloramientos son aislados; están cubiertos por vulcanitas mesozoicas.

Formación Lipetrén (Nullo 1978; Núñez y Cucchi 1990) = Granito Calvo (Llambías y Rapela 1984).

Uno de los tipos de rocas más representativos de la Formación Lipetrén son los granitos leucocráticos rosados de grano mediano (2-3-5 mm) a grueso (10 mm), muy pobres en mafitos, cuyo cuarzo se desarrolla en forma de agregados hialinos, de hasta 1 cm de diámetro así como de carácter intersticial entre cristales y/o agregados de feldespato potásico de color rosado.

Una facies hipabisal se ha desarrollado con grano mucho más fino, a veces casi afanítico, cuya observación microscópica revela a su vez una textura de intercrecimiento de tipo granofídica. Existen igualmente variantes transicionales entre ambos tipos.

Sin duda los mejores afloramientos se encuentran en el borde oriental, al sur del puesto Bichadero, donde poco más al oeste asoma el Granito Calvo, así llamado por Llambías y Rapela (1984). Dichos afloramientos corresponden al leucogranito rosado de grano más grueso. Otros asomos de este tipo aparecen al sur de la comarca estudiada, unos 5 km al es-

te de la ruta Roca-Jacobacci donde están los puestos de la familia Fleytes y al sureste del puesto Calderón. Una de las características de la unidad es la presencia de miarolas, lo que ha sido interpretado como una intrusión en niveles altos de la corteza. Se han observado texturas granulares, porfídicas y transiciones entre ambas.

Las rocas granulares poseen texturas inequigranulares con cristales de feldespato potásico con macas de Karlsbad y desarrollo de pertita maculoso-filiformes, de 3-4 mm de largo por 2-3 mm de ancho, de forma irregular y que presentan una alteración arcillosa característica. Estos cristales pueden mostrar rebordes de un feldespato posiblemente albítico, menos alterado; en las rocas más frescas hay desarrollo de albita en forma de tablero de ajedrez, como lo observaron igualmente Llambías y Rapela (1984). La plagioclasa es escasa; es una oligoclasa (An 14-26%) más fresca que las pertitas.

El cuarzo es intersticial con fuerte subgranulación y límites intergranulares suturados; el tamaño es variable entre menos de 1 mm a 1-2 cm como máximo. Algo del cuarzo penetra entre granos de feldespato potásico en forma de angostas venillas.

En rocas granulares hay oligoclasa (An 12-28%) con un fino maclado según la ley de la albita; no se ven cristales zonales.

El mafito es muy escaso y cuando está presente es biotita que en algunas localidades no supera el 2%. La moscovita es primaria e igualmente muy escasa.

Las variedades que tienen texturas de intercrecimientos granofídicos se presentan preferentemente en cuerpos pequeños y diques. Algunas muestras transicionales tienen además agregados granulares de feldespato y cuarzo con texturas graníticas en una base intercrecida de feldespato y cuarzo; también se observan intercrecimientos con textura cuneiforme o micropegmatítica contra los bordes rectos de cristales de feldespato peritítico y plagioclasa propio de reacciones subsólidas. En estas rocas transicionales la plagioclasa es oligoclasa (An 14-26%) y contienen moscovita.

Vulcanitas triásicas

Formación Garamilla (Nullo 1978)

La Formación Garamilla está representada por afloramientos discontinuos en el occidente de la comarca estudiada; asoman al sur y al norte de La Buitrera y en la cercanía del puesto de Rodríguez en el sur. El punto más oriental de esta formación se halla poco al sudeste del viejo almacén y estafeta postal de Lonco Vaca y se extiende al oeste hasta la hoja vecina Mengué (Núñez y Cucchi 1990) un poco al norte y sur del camino que lleva de Chasicó a Mengué.

Son rocas ácidas de composición esencialmente riolítica, de coloración y texturas variadas; algunas son de textura fluidal-ignimbrítica, otras son brechosas y hay tipos intermedios entre ambas. En cuanto al color hay rocas rosado amarillento claro, ignimbríticas con flamas (*fiammes*) visibles a simple vista así como otras de igual textura pero de color gris oscuro, coloración que en parte se explica por la mayor participación de vidrio volcánico.

A su vez las variedades más brechosas tienen una base gris oscura, algo azulada, en la que resaltan clastos, más o menos angulosos, de color grisáceo-rosado o gris claro, por lo común no mayores de 2-3 milímetros de largo, excepcionalmente de hasta 1 centímetro.

El afloramiento más extenso de esta formación se encuentra en el sector centro-occidental entre el cerro Mulaniyeu y el puesto de Collazo, al noroeste de la Planicie del Mirador.

Se han reconocido diversas "facies":

1) *Facies ignimbríticas*: algunos de sus representantes tienen textura eutaxítica con típicas flamas orientadas paralelamente a lo largo de filetes lávicos discontinuos que al repetirse en forma alternada ocasiona un bandeamiento. En estas bandas el vidrio tiene un grado diverso de desvitrificación con variación en el tamaño del grano.

2) *Facies brechosa*: en la Formación Garamilla están también representadas variedades más brechosas como las del sector ubicado al norte y noreste de la estancia Carriyegua.

La textura predominante es brechosa con cristaloclastos de composición variada; son más abundantes los de feldespato peritítico de forma y tamaño muy dispares desde fracción de 1 milímetro hasta 2-3 milímetros; hay algunos de oligoclasa ácida. Siguen en orden de abundancia los fragmentos de cuarzo, con bordes corroídos formando bahías y senos así como islas ocupadas por la pasta; los cristaloclastos menos abundantes son los de biotita, alterada a clorita con segregación de gránulos de un mineral opaco.

La base es un agregado de composición silíceo-feldespática donde se distinguen sombras de trizas; en algunos casos la base conserva una textura fluidal y restos de flamas indicando una composición más riolítica ya que el principal cristaloclasto es de cuarzo. Asimismo es posible observar axiolitas.

3) *Facies granofídicas*: se encuentran este tipo en localidades como la situada 10 kilómetros al noreste de la estancia Carriyegua; en ellas el vidrio ha evolucionado a agregados fibroso-radiados, esferulíticos, de cuarzo, calcedonia y/o cristobalita y pequeños pavimentos cuarzosos. Algunas de estas esférulas se unen formando una suerte de rosario; cuando dos o más de ellas intersectan se forman hemisferas y los vacíos entre ellas están ocupados por finos agregados cuarzo-feldespático-arcillosos; otras veces el vidrio parece

conservar longulitos y formas vítreas semejantes.

En este tipo de rocas hay escasos cristaloclastos de feldespato, reconocibles como tales por su forma tabular pues ahora están alterados a sericita y corroídos por la pasta.

En La Buitrera se ha hallado una variedad con textura porfídica que lleva abundantes fenocristales y glomerulocristales de feldespato y plagioclasa; entre los primeros merece destacarse la presencia de sanidina en cristales tabulares; el cuarzo presente es subordinado respecto del feldespato, es algo redondeado con senos e islas de pasta. Esta es un agregado fino de cuarzo y feldespato alcalino con un mineral arcillo-clorítico intergranular y salpicado con pequeños gránulos de un mineral opaco.

Vulcanitas jurásicas

Vulcanitas Trapalcó (nom. nov.)

Las rocas vinculadas con los episodios volcánicos que tuvieron lugar durante el Jurásico en una extensa superficie de la Patagonia también están representadas en la comarca estudiada.

Se las ha llamado Vulcanitas Trapalcó y sin duda son coetáneas con las que más al oeste Núñez y Cuchi (1990) asignaron a la Formación Taquetrén.

Son afloramientos en general pequeños, aislados, y las rocas más representativas son de color gris oscuro, densas, en parte afíricas, otras en parte muestran pequeñas esferulitas de menos de 1 mm de diámetro como la que proviene del sudeste de la estancia La Angostura.

Las rocas de esta unidad están compuestas de fenocristales de anfíbol en individuos aislados o formando glomérulos; lo mismo ocurre con la plagioclasa cuyos fenocristales son de composición andesínica (An 42-47%). Los fenocristales de mayor tamaño de esta andesina son zonales con el centro de mayor índice de refracción.

Los fenocristales de hornblenda pueden estar maclados según [100] a veces con maclas polisintéticas; por lo común el anfíbol está muy decolorado, casi sin pleocroísmo. Tanto los fenocristales de andesina como los de hornblenda tienen sus bordes algo corroídos por la pasta así como están cribados por ella y por un mineral opaco de forma irregular y tamaño dispar.

La pasta está compuesta por tablillas de plagioclasa y anfíbol. La primera tiene una composición algo más "ácida" (An 34-39%) que los fenocristales. Además la pasta tiene un alto porcentaje de gránulos de un mineral opaco así como un material intersticial que se interpreta como vidrio desnaturalizado.

El examen microscópico también revela la presencia de algo de epidoto, zoisita, en cristales fibroso-ra-

diados con color azul anómalo, o en pequeños agregados policristalinos.

Al sudsudoeste del puesto Linares, atravesado por la ruta nacional que lleva a Ing. Jacobacci, las vulcanitas andesíticas allí presentes tienen textura porfídica y son algo brechosas, con litoclastos graníticos. Los fenocristales son de andesina (An 34%) y hornblenda. Algunos de los primeros tienen una moderada saussuritización. Los fenocristales de hornblenda varían en tamaño por lo cual en parte la textura es seriada.

La pasta es muy fina con microlitos de plagioclasa a veces con fluidalidad que se adapta al contorno de los fenocristales o litoclastos. Estos litoclastos de granitoides son, al menos, de dos tipos: semejantes al Granito Palenqueniyeu, biotítico-anfibólico o más leucocráticos, como el Granito Lipetrén.

Las andesitas que afloran al sudsudoeste de estancia Carriyegua, son portadoras de una especie de esferulitas o amígdalas de menos de 1 mm de diámetro, dispuestas en una pasta fina, constituida por microlitos de plagioclasa con textura afieltrada en una base formada por un material intersticial cloritizado de composición silícea o feldespática con muchos gránulos de un mineral opaco de forma y tamaño variados.

Muchos de los vacíos están ocupados por clorita con la peculiaridad de llevar un reborde externo de un mineral opaco; a veces el centro de estas estructuras está ocupado por la pasta. Hay además unas amígdalas elipsoidales a casi esféricas de un material silíceo, probablemente formadas por fases calientes de una etapa tardía que ocuparon las vesículas y permitieron la cristalización de este cuarzo. Estos rellenos forman mosaicos, con algún mafito intercrecido, generalmente hornblenda.

La pasta está constituida por tablillas de oligoclasa (An 20-28%); el material intersticial entre estas tablillas que ahora está cloritizado, sin duda era vidrio y se lo ve totalmente salpicado por minúsculos granos de minerales opacos, quizás magnetita, como si fuera una textura de "sal y pimienta".

Sedimentitas mesozoicas

Formación Pichi Picún Leufú (sensu Roll, en Fossa Mancini et al. 1938).

El primero que describe esta unidad es Roth (1899), si bien existen menciones anteriores de Siemiradzki (1892) y Zapalowicz (1893). Roth la describe en la base de la barranca en la salida del arroyo Pichi Picún Leufú al río Limay. En la actualidad se sabe que las denominadas areniscas rojas en la zona del arroyo Pichi Picún Leufú corresponden a la formación homónima. Por su parte fue Wichmann (1934) quien dio una descripción más detallada de la litología de la unidad y quien extendió sus asomos a los cañadones

Michihuao, Quinihuau y Quele Malal. Posteriormente Roll (en Fossa Mancini *et al.* 1938) la denominó Grupo Pichi Picún Leufú, estableció sus distribución areal, litología, etc. y los asignó al Cretácico superior como la base del Neuqueniano o sea integrantes de los Estratos con Dinosaurios. Ferello (1946), Pozzo (1956), Groeber (1959) y de Ferraris (1968) contribuyeron al mejor conocimiento de la unidad.

Di Paola (1965, 1969a y b, 1972) se refirió a las asociaciones mineralógicas y características diagenéticas de esta unidad concluyendo que los conglomerados de la "Formación Michihuao" (*sensu* Pozzo 1956) y los del Bajo de Ortiz forman una sola unidad: la Formación Pichi Picún Leufú.

Ultimamente, Rolleri *et al.* (1984) reconocen que a lo largo de los cañadones Michihuao y Trapalcó hay expuestos cuerpos psefiticos que muestran diferencias composicionales y en sus relaciones estratigráficas. Estos autores no han podido verificar continuidad física entre ambos conglomerados; establecen que de ambos el más antiguo está sobrepuesto por las Formaciones Limay o Bajada Colorada mientras que el más moderno se sobrepone precisamente a esas mismas formaciones. Rolleri *et al.* (1984) asimilan los cuerpos psefiticos más antiguos con la Formación Pichi Picún Leufú, correlación que ya había sido señalada correctamente por Wichmann (1934) y Roll (1939).

En la región estudiada, las rocas de la Formación Pichi Picún Leufú afloran en el sector noroeste en ambas márgenes del cañadón Lonco Vaca. Son sedimentos consolidados, de colores rojizo, castaño violáceo o rojizo y amarillo crema; comprende una sucesión de conglomerados y areniscas conglomerádicas. Los primeros son duros, por lo que pueden formar paredones a pique y suelen llevar bloques de hasta 60 centímetros de diámetro y aún mayores. Intercalan conglomerados finos y capas lenticulares de areniscas. Los clastos son redondeados o algo facetados con hábito poliédrico y su composición revela su naturaleza polimíctica: pórfidos cuarcíferos, ignimbritas, andesitas, gneises, granitos, aplitas, pegmatitas; al presente no se han encontrados clastos basálticos. La matriz es arenosa, tobácea, a veces opalizada y en algunos casos calcárea. La estratificación es gruesa, poco marcada en el caso de los conglomerados, mientras que en las areniscas frecuentemente es entrecruzada. También se han observado las pátinas de caolinización ya descritas por Wichmann (1934) y Galli (1969).

El espesor de la Formación Pichi Picún Leufú no es muy grande; por lo común es de 20 a 30 metros, si bien en el cañadón Lonco Vaca se lo ha estimado en cerca de 100 metros. Los sedimentos de esta formación tienen una posición horizontal con leve pendiente hacia el norte. Las características generales de los depósitos revelan que han sido originados bajo la influencia de un ambiente continental de alta energía.

En cuanto a la edad, Rolleri *et al.* (1984) consideran a la Formación Pichi Picún Leufú como de edad jurásica, posiblemente tardío. Más recientemente, Foucalt *et al.* (1987) correlacionan a la Formación Pichi Picún Leufú con la Formación Quebrada del Sapo del Kimmeridgiano, edad que se acepta para la unidad que se ha estado describiendo.

Formación Bajada Colorada (Roll, en Fossa Mancini *et al.* 1938).

Las rocas de la Formación Bajada Colorada ocupan una amplia superficie de la comarca. Los principales afloramientos están expuestos en una faja a lo largo del cañadón del Trapo, en el cerrito Lonco Vaca, en los alrededores del almacén de Lonco Vaca, en las nacientes del cañadón Mulaniyu y a ambos lados del de Carriyegua y en la planicie del Mirador hasta el extremo sudoeste de la región en la cercanía de la zona de Curahuf. También hay asomos al este de la ruta 242, que va de General Roca a Ingeniero Jacobacci, que se extienden hasta los cañadones Trapalcó y Marracó. En una mesilla al sur de la ruta que conduce a Chasicó y al este del cerro Pillahuincó Chico, unos de los autores (E.N.) halló en esta unidad restos de plantas y huesos de reptiles.

En general, se encuentran cubiertas por arenas procedentes de su propio regolito; no obstante, como en general son areniscas muy conglomerádicas, quedan los clastos mayores sueltos en la superficie, lo que facilita su identificación en el terreno. Su litología comprende una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas gruesas y finas, alternantes, y escasos sedimentos más finos, limo-arcillosos. Los clastos son de todo tipo de rocas excepto de basaltos; en general son angulosos, aunque en los afloramientos del sud son más redondeados y con predominio de cuarzo y rocas graníticas. El color predominante de estas sedimentitas es el rojizo, si bien se presentan también de color amarillo bayo y castaño grisáceo.

La estratificación es frecuentemente entrecruzada; el material ligante puede ser calcáreo, arcilloso y aun faltar. Otras veces las rocas han sufrido cierto grado de silicificación con desarrollo de estructuras arriñonadas; pueden presentarse igualmente concreciones de hierro, limonitizadas; muñecos de composición calcárea y aún concreciones de yeso, si bien éstas son escasas. Como restos fósiles se han encontrado troncos no identificables y huesos y vértebras asignables a reptiles en la mesilla antes citada. Las sedimentitas de esta formación están en posición casi horizontal con una suave pendiente hacia el norte. Cubren discordantemente a diversas rocas graníticas y a la Formación Pichi Picún Leufú, rellenando el relieve elaborado en las mismas. A su vez está cubierta por la Formación Candeleros y por las tobas

de la Formación Collón Cura, basaltos neógenos y arenas y sedimentos friables recientes.

El espesor máximo fue calculado en la comarca estudiada en unos 70 metros si bien más al norte alcanza a 250 metros y aún más según Roll (en Fossa Mancini *et al.* 1938).

En relación con su edad, Wichmann (1934) atribuyó esta capas al Cretácico tardío colocándolas en los "Estratos con Dinosaurios". Roll (en Fossa Mancini *et al.* 1938) las ubicó en la base de esos "Estratos". Posteriormente, Roller *et al.* (1984) y Leanza y Leanza (1979) afinan la posición de la Formación Bajada Colorada; los primeros la correlacionan con la Formación Mulichinco mientras que los segundos lo hacen con unidades de la cuenca neuquina.

Finalmente, Foucault *et al.* (1987) establecen que la Formación Bajada Colorada está por debajo de la discordancia intravalanginiana y constituye la porción superior del Ciclo Mendociano inferior y por ello se la debe considerar del Valanginiano temprano-Berriasio, edad aquí aceptada.

Formación Candeleros (Wichmann 1927).

Las rocas de la Formación Candeleros ocupan una faja discontinua al este de la ruta nacional 242, en-

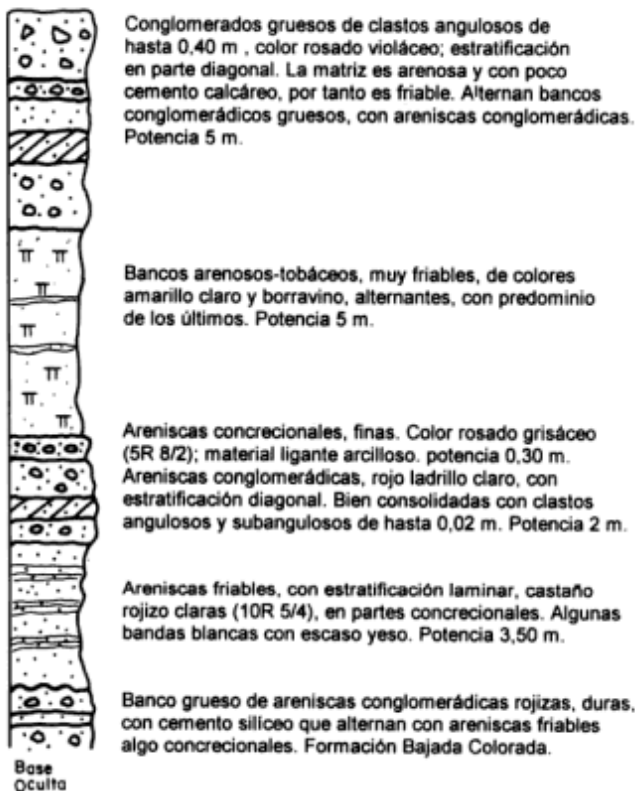


Figura 2: Perfil de la Formación Candeleros en el cerro El Sombrerito.

tre ésta y la meseta del Basalto del Cuy; por el sur llegan hasta los alrededores de la ruta La Esperanza-Chasicó. Sus mejores afloramientos se encuentran al este del cañadón Chasicó y en los cerros Mesa y El Sombrerito y en el cerrito Bayo. Según Roll (1939) en los cerros Mesa y El Sombrerito por debajo de la Formación Candeleros afloran sedimentos de la Formación Bajada Colorada.

El nombre de esta formación deriva de las características referidas a las paredes a pique, peñascos y agujas, torres y columnas que en la región del cerro Lotena son llamados Los Candeleros y que Keidel aplicó para todo el grupo. En la región estudiada esta característica solo se observó en el cerrito Bayo y en el cerro El Sombrerito.

Las sedimentitas de esta unidad son muy friables. Comprenden areniscas de grano mediano a grueso, con matriz arcillo-arenosa, de colores violáceo claro hasta rojizos. El cemento en general es arcilloso pero en algunos casos es calcáreo y aun silíceo. La estratificación diagonal es frecuente y los bancos duros sobresalen del paisaje en medio del regolito arenoso. Los clastos de las areniscas son angulosos y de composición granítica y volcánica hasta trizas de vidrio volcánico incoloro.

En el cerro El Sombrerito así como en el cerrito Bayo uno de los autores (E. N.) preparó los perfiles que se presentan en las Figuras 2 y 3.

A su vez en la punta de la barda del basalto de Pailanhuf por debajo del Basalto El Cuy afloran conglomerados alternando con areniscas finas friables, colores rosado claro a rosa violáceo, con estratificación diagonal y lenticular.



Figura 3: Perfil de la Formación Candeleros en el cerro Bayo.

Un análisis sedimentológico (Bayarsky 1993) muestra: arenisca de grano grueso, conglomerádica, consolidada, muy porosa, color rosa anaranjado grisáceo (5R 7/2) con abundantes impregnaciones de óxido de hierro. Los clastos son subangulares y subredondeados, de brillo semi-mate, el tamaño llega a los 10 milímetros. El material aglutinante es abundante y está formado por calcita en granos muy finos, micríticos. Se observa plagioclasa en mayor porcentaje que cuarzo con alteración arcillosa incipiente a avanzada. El cuarzo es subredondeado y subanguloso, puede ser poligonal; muy escasos cristales de piroxenos, hornblenda y minerales opacos.

En la otra punta de la barda, cerca del puesto de Cayumil, debajo del basalto, afloran conglomerados arenosos, alternando con areniscas conglomerádicas y areniscas finas, color rojo ladrillo claro. Las areniscas finas son livianas, en parte pseudo-oolíticas o concrecionales, estratificación entrecruzada a veces lenticular; parecerían pertenecer a un antiguo cauce aunque no se observan arcillas pero sí láminas de barro semejantes a los *mud-cracks*.

Roll (1939) da un espesor de 300 metros para la Formación Candeleros para la parte central de la cuenca, En la zona estudiada se estima que el espesor no superaría los 30 metros.

Esta formación se asienta sobre la Formación Bajada Colorada aunque los contactos no son claros por la poca consolidación de los sedimentos. A su vez la Formación Candeleros es cubierta por la Formación Allen, por la Formación Collón Cura y por el basalto proveniente de la efusiones del cerro Pillahuincó Chico y del derramado desde la altiplanicie de El Cuy.

Roll (1939) señala la presencia de la Formación Huincul como una angosta faja a lo largo de la margen occidental de la meseta de El Cuy, lo que no ha podido ser identificada en la comarca bajo estudio.

En relación con la edad de la Formación Candeleros, Leanza y Hugo (1995) proponen una edad cenomaniana para esta unidad no descartando su inicio, a juzgar por restos de reptiles iguanodontes, en el Albiano tardío.

Formación Allen (Roll, en Fossa Mancini *et al.* 1938).

Las rocas representativas de la Formación Allen afloran en el cerro Encayapau desde donde se extienden hasta los alrededores de los puestos Yancaleu y Curaqueo. Comprende una angosta faja preservada por las coladas basálticas de la alta planicie de El Cuy en su borde occidental.

Un perfil en el cerro Encayapau muestra la sucesión presentada en el perfil de la Figura 4. Coronando el perfil se presenta el Basalto El Cuy, por debajo siguen 2,70 m de tobas y sedimentos arcillosos de la Formación Collóncura y 4,70 m de la Formación Allen.

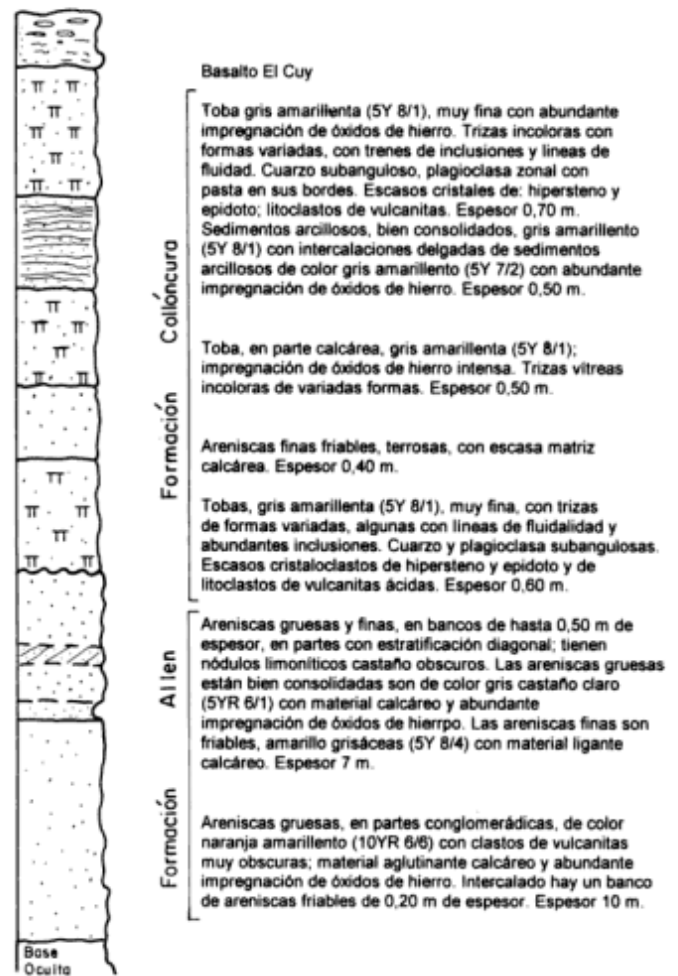


Figura 4: Perfil en el cerro Encayapau. Formación Collón Cura apoyando sobre la Formación Allen.

Bayarsky (1993) identifica areniscas gruesas y finas, con estratificación diagonal, portadoras de nódulos limoníticos color castaño oscuro. Las areniscas gruesas y muy gruesas están bien consolidadas, son de color gris castaño claro (5YR 6/1), con material ligante calcáreo, con abundante impregnación de óxidos. Se observa cuarzo redondeado, escasa plagioclasa y fragmentos líticos. Las areniscas finas y medianas son friables, color amarillo grisáceo (5Y 8/4) también con material ligante calcáreo.

En la sección inferior hay areniscas friables, color verdoso claro con intercalación de un banquito arenoso amarillento de 0,20 m de espesor. Se trata de areniscas gruesas, en parte conglomerádicas, con clastos muy oscuros de vulcanitas; el material aglutinante es calcáreo y el color es naranja amarillento (10YR 6/6). Las impregnaciones de óxidos de hierro son abundantes. El cuarzo subangular y subredondeado con extinción normal es dominante sobre la plagioclasa, subangular y alteración incipiente. Los

cristaloclastos de microclino, circón, granate y un mineral opaco son muy escasos.

No se observa el yaciente de la Formación Allen. En el sitio aquí descrito está cubierta por las tobas de la Formación Collón Cura.

Sedimentitas terciarias

Formación Chichinales (Doering 1882)

Los afloramientos de la Formación Chichinales asoman debajo de los depósitos de asentamiento del basalto de la Alta planicie del Cuy, en la esquina noreste de la comarca. Consisten de tufitas blancas que forman bancos masivos, gruesos, que alternan con arcilitas gris verdosas, portadoras de diatomeas y huesos de mamíferos. Hay además limolitas y areniscas tobáceas con lentes de conglomerados con cemento calcáreo. La unidad contiene también restos de troncos. Más al norte, en Paso Córdoba, se refieren restos de mamíferos friasenses y de *Colpodon* característicos del Oligoceno superior.

Formación Collón Cura (Roth 1899)

Los afloramientos más importantes de la Formación Collón Cura se presentan al norte del puesto Gueçamburu, en los alrededores del cerro Lonco Vaca, en el cerro Encayapau y en partes del borde occidental de la alta planicie de El Cuy.

Comprende depósitos piroclásticos de aspecto terroso, poco consolidados a friables, acomodados sobre un relieve preformado en las rocas sobre las cuales se asientan. En la comarca estudiada se encuentran muy erosionados excepto en las bardas de la alta planicie de El Cuy.

En el sector superior del perfil (Fig. 3) el análisis sedimentológico (Bayarsky 1993) revela la presencia de tobas gris amarillento (5Y 8/1) que contiene trizas vítreas incoloras de formas diversas con superficies alteradas en grados distintos; en algunas de las trizas las líneas de fluidalidad indican el carácter pumíceo de las mismas. El cuarzo es subangular y los cristaloclastos de plagioclasa zonal suelen llevar pasta adherida a sus bordes; hay muy escasos cristales de hipersteno, epidoto y fragmentos de vulcanitas.

Como restos fósiles solamente se han encontrado algunos nidos de insectos, bastante deteriorados, en los alrededores del cerro Lonco Vaca.

Roth (1899) fue el primero que dio una descripción de esta formación y brindó consideraciones acerca de su edad. La llamó "toba gris terciaria" y en base a los fósiles hallados la comparó con la Formación Santa-cruceña.

Kraglievich (1930) describió los sedimentos en la margen derecha del río Collón Cura y creó el nombre Colloncurensis ubicándolo en el Friasiano (Mioceno inferior).

Marshall *et al.* (1977), sobre la base de dataciones radimétricas efectuadas sobre ignimbritas de la Formación Collón Cura aflorantes sobre el río homónimo ubican a esta formación en el Mioceno medio y en la edad mamífero Friasense. Esto es ratificado por Pascual *et al.* (1984), sobre la base de reconocer que los restos de vertebrados prueban incuestionablemente la presencia de unidades del Mioceno temprano y que los taxos de vertebrados que representan al Mioceno medio (*i.e.* la edad Friasense) predominan sobre todos los hallazgos (Bondesio *et al.* 1980). La gran mayoría provienen de la extendida Formación Collón Cura y de otras unidades semejantes e inominadas.

Por todo lo antedicho, al igual que Pascual *et al.* (1984) se ubica a la Formación Collón Cura en el Mioceno medio, de edad mamífero Friasense.

Se aclara que parte de los sedimentos que afloran debajo de la altiplanicie de El Cuy entre el basalto y la Formación Allen se ubicaron en la Formación Collón Cura hasta que hallazgos de restos fósiles, mediciones radimétricas u otra determinación demuestren lo contrario.

Basaltos neógenos

En la comarca estudiada hay dos grandes afloramientos de derrames basálticos situados en el sector oriental. El más septentrional es el ubicado en la alta planicie de El Cuy mientras que el meridional ocupa los cerros Pillahuicó Grande y Pillahuicó Chico, sus alrededores y el derrame encauzado a lo largo del valle de Pailanhuf. En el sector central hay un asomo aislado en el cerro Mesa mientras que en el occidental hay varios desde el cerro Lonco Vaca al norte hasta el más meridional, en la esquina sudoeste de la región.

La petrografía de los basaltos revela, hasta el momento, la existencia de tipos sobresaturados o tholeíticos que corresponde a los Basaltos El Cuy y basaltos olivínicos en las restantes localidades.

Basaltos del sector oriental

Sector de la Altiplanicie de El Cuy. Las muestras más representativas de los Basaltos El Cuy son de texturas variadas con su posición, tanto respecto de su distribución horizontal como de la vertical en relación con las coladas. Las hay vesiculares en su parte más alta hasta escoriáceas y más densas y afiricas en los sectores centrales o bajos de los derrames.

Así, una de las muestras cercanas al puesto Yancaleu tiene una textura fina, afírica, con vesículas irregulares de 0.1 mm a 3-4 mm de largo. Al microscopio muestran una pasta preferentemente holocristalina, intergranular, con algo de un vidrio, intersticial, de índice de refracción mayor que el del bálsamo. La plagioclasa de la pasta es de composición variable entre andesina (An 43%) hasta labradorita (An 58-63%), presente en cristales alargados con maclas de albita anchas.

El piroxeno es de color verde muy suave, con elongación positiva y un ángulo $\gamma^c=47^\circ$, posiblemente una pigeonita, el piroxeno más común de los basaltos; muy poco cristales presentan maclas. Cuando se pudo observar figuras conosópicas el ángulo 2V resultó ser más bien pequeño.

Esta muestra tiene también un mineral opaco que forma agujas esqueléticas diseminadas regularmente. En la pasta hay escasa olivina que altera a iddingsita lo que alentaría su clasificación como un basalto tholeítico. Como fase accesoria se observan agujas muy largas y delgadas de apatita.

Con este tipo litológico coexisten otros, ubicados más al norte, que si bien no tienen fenocristales de olivina sí presentan abundancia de este mineral diseminado en la pasta. Por ello se abren reservas en lo que respecta a la clasificación de estos basaltos dentro de la categoría de sobresaturados.

Basaltos del sector sudoriental

Basaltos de los cerros Pillahuincó y Pailanhuf. El afloramiento mejor desarrollado de estos basaltos corresponde al sector sudoriental de la comarca, expuesto en los cerros Pillahuincó Chico y Grande así como en la colada encauzada en el antiguo valle de Pailanhuf ahora un relieve invertido.

Las muestras que afloran al sud de la escotadura de los basaltos que va de puesto Giménez a puesto Sosa, son de color gris oscuro y de textura porfídica. Algunas son más vesiculares aunque en general son densas. Solamente tienen fenocristales de olivina, bipiramidados algunos, con alteración a iddingsita la que suele llegar a afectar la totalidad del cristal aunque por lo común afecta sólo los rebordes de los fenocristales.

La pasta es intergranular y en partes llega a ser subofítica con algo de vidrio intersticial que se desnaturaliza con facilidad. La plagioclasa de la base es labradorita (An 54-63%), en general es fresca o con ligera alteración argílica; sus maclas de albita son más bien anchas. En la pasta hay abundantes cristallitos de olivina con alteración iddingsítica como la de los fenocristales. El clinopiroxeno en cristales equigranulares de la pasta probablemente es augita, con ángulo 2V grande y $\gamma^c=37^\circ$. Hay abundantes

granos de un mineral opaco, con hábito prismático y rebordes que semejan cristales esqueléticos y otros de contorno cuadrangular. Además hay calcita intersticial.

Sector del cerro Mesa. En el sector central de la comarca estudiada, al norte del camino viejo que iba de Chasicó al noreste pasando por el cerro Sombrerito, existe un asomo aislado de un basalto olivínico que corona el cerro Mesa. Este basalto se diferencia de los anteriores por la presencia de fenocristales de piroxeno.

Se trata de una roca gris oscura, densa, de grano fino, con escasas vesículas de no más de 1 mm de diámetro. El microscopio revela su naturaleza porfídica con fenocristales de olivina, piroxeno y plagioclasa. Los primeros son por lo común euhedrales, de hábito bipiramidado, alterados con frecuencia a iddingsita; los fenocristales de piroxeno, prismáticos con un $\gamma^c=38$ y con 2V grande, son considerados de composición augítica. En relación con la plagioclasa, sus fenocristales están subordinados respecto de los anteriores; algunos de ellos están cribados por gránulos de piroxeno recordando la textura "schiller". Es labradorita (An 54-60%), además de los fenos aislados pueden observarse otros formando glomérulos, a veces saussuritizados con formación de epidoto fibroso con color de interferencia azul anómalo, posiblemente zoisita.

La pasta es holocristalina con textura intergranular y además de los componentes minerales antes nombrados presenta calcita intersticial y abundancia de un mineral opaco, euhedral o de forma irregular, en individuos cortos o prismáticos y con rebordes esqueléticos. También hay vidrio intersticial en proceso de devitrificación.

Basaltos del sector occidental

Dos grupos de basaltos pueden incluirse en este sector occidental; uno ubicado más al norte en el cerro Lonco Vaca y alrededores y otro más al sur en el paraje de Curahuf, en el rincón sudoeste de la comarca.

Sector del cerro Lonco Vaca. En el cerro Lonco Vaca y alrededores hay pequeños asomos basálticos. Son rocas más vesiculares que las ya descritas con alveolos de hasta 1.5 cm de largo que suelen estar tapizados con un mineral ferruginoso de color ocre. Tienen textura porfídica con fenocristales de olivina, pocos de piroxeno y glomerulopórfidos de plagioclasa. Los fenocristales de olivina podrían ser atribuidos a dos generaciones: los de mayor tamaño, euhedrales y con alteración iddingsítica en los rebordes de los granos serían de la primera horneada

mientras que los de menor dimensión, casi totalmente alterados a iddingsita, más anhedrales, representarían la segunda.

Los fenocristales de piroxeno, algunos de los cuales son zonales, son de hábito prismático con un $\chi=38$ que junto con su 2V grande indicaría composición augítica.

En los glomerulopórfidos los individuos de plagioclasa son de labradorita (An 68%) o de bytownita (An 71%) mientras que en la pasta son en cambio más andesínicos (An 39%).

Abundantes gránulos de un mineral opaco, distribuidos uniformemente, son equidimensionales mientras que otros son aciculares de bordes irregulares. Hay algo de vidrio intersticial.

Sector del Coyocho. Una pequeña colada que llega del sector sudoriental de la Hoja geológica 38 d-Mencué que Núñez y Cucchi (1990) atribuyeron al Basalto Coyocho o Formación Coyocho, penetra en la comarca por el ángulo sudoccidental.

Se trata de una roca densa, gris oscura, afanítica a simple vista que en superficies alteradas deja ver vesículas de hasta 3 mm de diámetro. Al microscopio su textura es porfídica con abundantes fenocristales de olivina, posiblemente fayalita por su 2V chico (-) y elongación positiva; estos fenos son euhedrales en su mayor parte y están corroídos por la pasta. Esta es muy fina con microcristales de plagioclasa con textura fluidal en el contacto con los fenocristales; la pasta posee mucho gránulos de un mineral opaco, muy pequeña, junto con vidrio intersticial. Amígdalas rellenas de calcita en vesículas aislada. La plagioclasa se considera que es labradorítica, con dudas.

Basaltos Holocenos

Basalto Cráter (Ravazzoli y Sesana 1977)

En el cráter del cerro Pillahuincó Chico se presenta este basalto olivínico, con textura pilotaxítica de color castaño oscuro, portador además de los fenocristales de olivina de otros de piroxeno, ambos poco alterados. Tiene además escasos fenocristales de labradorita (An 54-62%). La pasta es en parte vítrea y tiene amígdalas rellenas de zeolitas.

Agradecimientos

A los pobladores de la región que nos facilitaron alojamiento y baquía. A Mario Franchi y a R. Caminos y H. Leanza por la lectura de partes del manuscrito y las sugerencias realizadas que mejoraron este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bayarsky, A. 1993. Informe sobre sedimentitas de la Hoja 38-3 Trapalco, provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Informe N° 817, 5 pp., Buenos Aires (inédito).
- Bondesio, P., Rabassa, J., Pascual, R., Vucetich, M. y Scillato Yane, R., 1980. La Formación Collón Curá de Pilcaniyeu Viejo y sus alrededores (Río Negro, Rep. Argentina). Su antigüedad y sus condiciones ambientales según su distribución, su litología y sus vertebrados. 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigráfica y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 3: 85-99.
- Cucchi, R., 1991a. Las plutonitas de Pilahué, intrusivos jurásicos en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46: 181-188.
- Cucchi, R., 1991b. Magmatismo mesozoico en el Batolito de Somuncura, Argentina: los intrusivos dioritoides del margen occidental. Sexto Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 538-542.
- Cucchi, R., 1992. Secuencias plutónicas en el margen occidental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. Actas 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 179-183.
- Cucchi, R., 1993a. Geology and Gondwanic Magmatic Sequences in Western Somuncura Massif, Mencue-Palenqueniyeu Area, Río Negro Province, Argentina. Comptes Rendus 12 International Congress on Carboniferous and Permian Geology and Stratigraphy, 2: 191-202.
- Cucchi, R., 1993b. La Formación Lipetrén en el marco del Gondwana: sector occidental del Macizo Nordpatagónico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 105-112.
- de Ferrariis, C.J., 1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro de la provincia de Buenos Aires. Sus relaciones con la región Nordpatagónica. Anales Comisión Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 7: 85-166.
- Di Paola, E., 1965. Heulandita autigénica en formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10: 229-240.
- Di Paola, E., 1969a. Sedimentología de algunas formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro en relación con su estratigrafía. Tesis Doctoral, Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 135 pp. (inédito).
- Di Paola, E., 1969b. Procesos diagenéticos en sedimentitas de la República Argentina. Parte I. Formaciones Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limay, Bajada Colorada (Prov. de Neuquén y Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24: 199-210.
- Di Paola, E., 1972. Correlación litoestratigráfica de sedimentitas cretácicas entre cerro China Muerta y Bajo de Ortiz. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, 3: 53-62.
- Doering, A. 1882. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro. Tercera parte, Geología, p. 299-530.
- Ferello, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén). Boletín Informaciones Petroleras, 278: 248-261. Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen De Campana, J.C., 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín Informaciones Petroleras, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Foucault, J.E., Vaillard, L.C. y Viñez, R. F., 1987. Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río Limay, provincias de Neuquén y Río Negro, República Argentina, Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 1: 139-142.
- Galli, C.A., 1969. Descripción geológica de la hoja 38 c, Piedra del Aguila. Provincias de Neuquén y de Río Negro. Dirección Nacional Geología y Minería, Boletín, 111: 1-67. Buenos Aires.

- Groeber, P., 1931. El Dr. Richard Wichmann y su obra científica. *Physis*, 10: 267-273.
- Groeber, P., 1956. Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuaternario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10: 243-262.
- Groeber, P., 1959. Supracretácico. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Geografía de la República Argentina*, 2, segunda parte.
- Kraglievich, L., 1930. La formación Friaseana del río Frías, río Fénix, Laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos. *Physis*, 10 (35): 127-161.
- Leanza, A. y Leanza, H., 1979. Descripción geológica de la Hoja 37 c, Catán Lil, provincia del Neuquén. *Servicio Geológico Nacional. Boletín 169: 1-65. Buenos Aires.*
- Leanza, H. y Hugo, C.A., 1995. Revisión estratigráfica del Cretácico inferior continental en el ámbito sudoriental de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 30-32.
- 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.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, C. H. y Drake, R. E., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Nullo, F., 1978. Descripción geológica de la hoja 41 d, Lipetrén, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín 158: 1-88. Buenos Aires.*
- Nullo, F. y Proserpio, C., 1975. La formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 133-150.
- Núñez, E. y Cucchi, R. J., 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mencué, provincia del Río Negro, República Argentina. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2: 125-128.
- Núñez, E., Bachmann, E. W. De, Ravazzoli, J., Britos, A., Franchi, M. R., Lizuain, A. y Sepulveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncura, provincia de Río Negro, República Argentina. *Actas 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 4: 247-266.
- Pascual, R., Bondesio, P. Vucetich, M. G., Scillato Yane, G. J., Bond, M. y Tonni, E. P., 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. *Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 539-561.
- Pozzo, A., 1956. Relevamiento geológico de la zona Bajo de Ortiz, Cañadón Lonco Vaca (provincia de Río Negro). *Informe Y.P.F., Buenos Aires. (Inédito).*
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41 c, Río Chico. *Servicio Geológico Nacional, Boletín, 148: 1-77. Buenos Aires.*
- Roll, A., 1939. La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén. *Informe de Y.P.F. en Carpeta 37 de la Dirección Nacional Geología y Minería. Buenos Aires. (Inédito).*
- Rolleri, E. O., Dellape, D. A. y Manceñido, M. O., 1984a. Relaciones estratigráficas y correlación de las formaciones Pichi Picun Leufú y Collón Cura (Miembro Naupa Huen), aflorantes en el curso inferior y medio del cañadón Michihuau, Provincia de Río Negro. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 458-477.
- Rolleri, E. O., Manceñido, M. O. y Dellape, D. A., 1984b. Relaciones estratigráficas y correlación de la formación Ortiz en el sur de la Cuenca Neuquina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 498-523.
- Rolleri, E. O., Dellape, D. A. y Manceñido, M. O., 1984c. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Aguila y El Chocón (Provincias del Neuquén y Río Negro). *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 478-497.
- Roth, S., 1899. Apuntes sobre la geología y paleontología del Río Negro y Neuquén. *Museo La Plata, Revista*, 9: 141-197.
- Roth, S., 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia. *Museo La Plata, Revista*, 26: 333-392.
- Siemiradzki, J., 1892. Apuntes sobre la región sub-andina del Alto Limay y sus afluentes. *Museo La Plata, Revista*, 3: 305-310.
- Wichmann, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut. *Dirección General de Minas y Geología, Publicación*, 33: 1-57. Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. *Ministerio de Agricultura, Dirección de Minas y Geología, Boletín*, 39: 1-37. Buenos Aires.
- Zapalowicz, R. 1893. Das Rio Negro-Gebiet in Patagonien. *Denschr. K. Akad. Wissenschaften, Wien*, 40: 531-564.

Recibido: 16 de mayo, 1996

Aceptado: 14 de agosto, 1997

Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa

Hugo TICKYJ¹, Luis Vicente DIMIERI², Eduardo Jorge LLAMBIAS³ y Ana María SATO³

¹ CONICET, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa,
Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa

² CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur,
San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

³ CONICET, Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata,
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata

ABSTRACT. *Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' W): a ductile shear zone in the southeast of La Pampa.* The Cerro de Los Viejos (south-east of La Pampa province) are granitic and mylonitic gneisses that were developed in an intense ductile shear zone during late Palaeozoic times. The shearing event developed a planar fabric with mean orientation N34°O/27SO and a mineral lineation N42°E/25°SO. Kinematic indicators, such as S-C fabrics and asymmetric porphyroclasts, indicate NE compression. The orientation of these structures is coincident with others in metamorphic rocks of the same region. The analysis of the deformational microstructures and mineral paragenesis shows that metamorphic conditions would have reached amphibolite facies. The orogenic features of the deformation could be related to active compression of Patagonia against South America in Late Palaeozoic times.

Introducción

El cerro de Los Viejos, ubicado en el extremo SE de la provincia de La Pampa (Fig. 1), representa un cuerpo granítico que fue deformado dúctilmente en forma intensa, durante el Paleozoico tardío en condiciones metamórficas de grado medio (Tickyj y Llambías 1994). La foliación tiene una orientación NO-SE, que es coincidente con la de las metamorfitas de la región. Con estos datos Tickyj y Llambías (1994) interpretaron que este conjunto de rocas correspondía a la evolución de un orógeno interpuesto entre Patagonia y el resto del país. Se presenta aquí una descripción detallada de la petrografía y las condiciones de la deformación en el cerro de Los Viejos, que permitirá un mayor conocimiento acerca de este orógeno y, su comparación con otros ambientes geológicos próximos, como Sierras Australes de Buenos Aires y Sierras Pampeanas.

Antecedentes

El Cerro de Los Viejos (CLV), integra el basamento ígneo-metamórfico de la provincia de La Pampa, cuyos afloramientos son escasos y dispersos. El mismo se encuentra, en general, a poca profundidad por debajo de la cubierta sedimentaria en toda la parte

central y oriental de la provincia, definiendo un alto estructural que ha permanecido como un bloque rígido durante el Mesozoico y Cenozoico.

Este alto estructural se encuentra limitado hacia el este por la cuenca de Macachín (Yrigoyen 1975); hacia el noroeste por el borde sur de la cuenca Cuyana, subcuenca de Alvear (Criado Roque 1979); hacia el sudoeste por la cuenca Pérmica de Carapacha (Melchor 1995); y hacia el sur por la cuenca de Colorado (Yrigoyen 1975). Hacia el norte está conectado como elemento positivo con las Sierras Pampeanas.

Esta porción de basamento ha sido referida con diversos términos, Criado Roque (1972) las incluyó en el Cinturón Móvil Mendocino-Pampeano, Criado Roque e Ibañez (1979) en la provincia Sanrafaelino Pampeana y, Llambías y Caminos (1986) en el Bloque del Chadileuvú.

Una síntesis de los conocimientos de esta región fue realizada por Linares *et al.* (1980), los cuales la incluyen como prolongación austral de las Sierras Pampeanas, de acuerdo a la orientación de las estructuras y edades radimétricas obtenidas. El agrupamiento de los pocos afloramientos en unidades, a falta de relaciones de campo, se ha realizado en base a similitud litológica y edades radimétricas (Linares *et al.* 1980). De esta manera, los autores han distinguido tres unidades principales: 1) metamorfitas del Precámbrico superior, integradas por filitas, esquis-

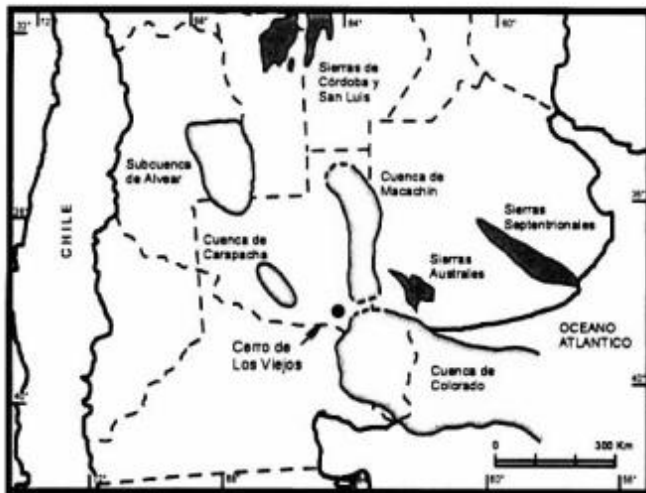


Figura 1. Mapa de ubicación del Cerro de Los Viejos.

tos, escasos gneises y anfibolitas, que en la vecindad del CLV poseen una esquistosidad con rumbo promedio NO-SE; 2) Granito Curacó (Cámbrico superior-Ordovícico inferior): comprende granitos rosados, de grano medio a grueso, con megacristales y 3) Granito Lonco Vaca (Devónico inferior): integrada por granitos rosados, biotíticos y muscovíticos, de grano medio a fino.

Linares *et al.* (1980) incluyen al CLV en la unidad Granito Lonco Vaca, de acuerdo a una isocrona de re-

ferencia Rb/Sr, construida con muestras de 3 afloramientos no vinculados cogenéticamente. También obtienen sobre el CLV dos edades K/Ar de 304 ± 15 Ma y 330 ± 15 Ma; Tickyj y Llambías (1994) interpretan que estas edades corresponden a la deformación que afectó al cuerpo.

Finalmente, el basamento cristalino está intruido profusamente por rocas ígneas silíceas del Pérmico-Triásico inferior (Linares *et al.* 1980).

Metodología de trabajo

Se elaboró un mapa detallado de las unidades litológicas reconocidas y su estructura, a partir del levantamiento de 5 perfiles perpendiculares a la foliación.

Se tomaron 46 muestras litológicas orientadas, para lo cual se siguió la metodología sugerida por Prior *et al.* (1987).

Se confeccionaron 30 cortes delgados y 16 secciones pulidas de muestras de mano para el estudio petrográfico, que se realizó con lupa binocular y microscopio de polarización. Los cortes delgados fueron realizados sobre planos perpendiculares a la foliación y paralelos a la lineación mineral de la roca. Las modas se realizaron mediante técnicas convencionales con microscopio de polarización, contador de puntos y técnicas de tinción. Los datos estructurales fue-

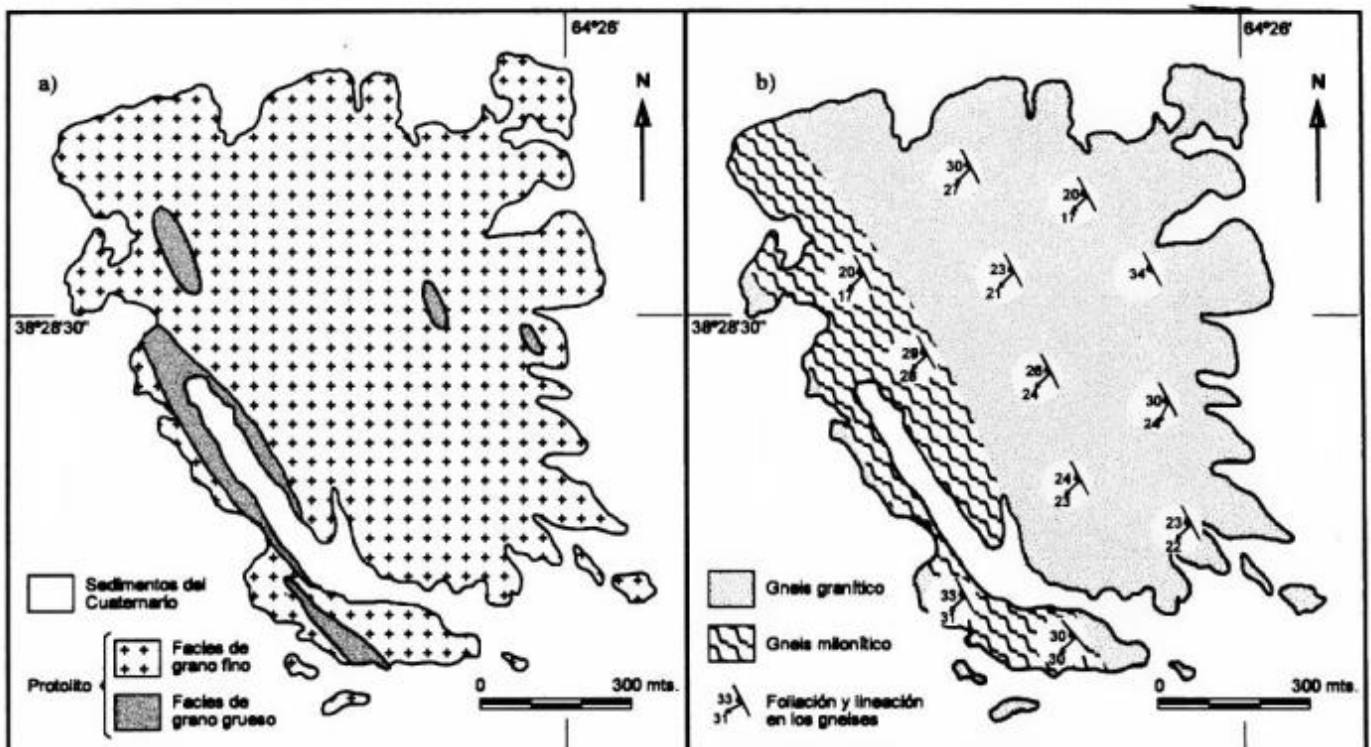


Figura 2. Mapa geológico-estructural del cerro de Los Viejos con: a) diferencias texturales del protolito (los contactos son netos); b) diferencias litológicas provocadas por la deformación (los contactos son transicionales).

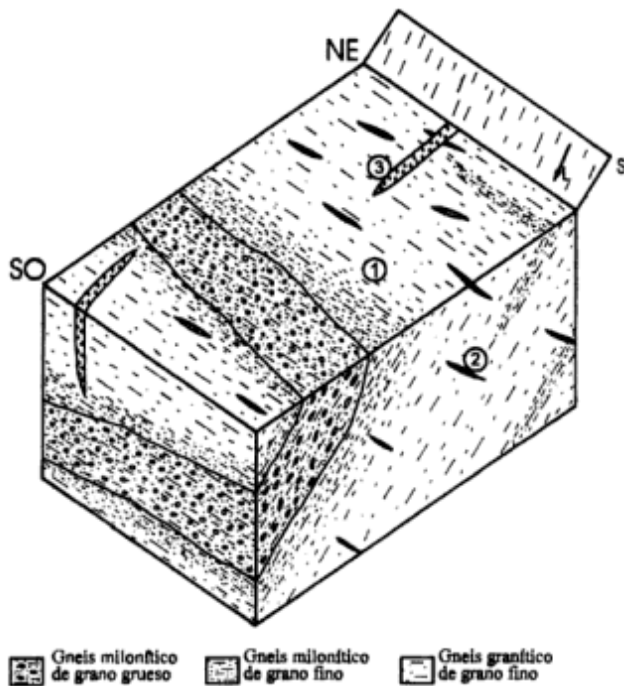


Figura 3. Diagrama en bloque. 1) contacto transicional entre el gneis milonítico y el granítico; 2) venas de cuarzo y; 3) diques graníticos y pegmatíticos.

ron analizados estadísticamente haciendo uso de la red de Schmidt.

Los análisis químicos fueron realizados en Activation Laboratories, Canadá; utilizando ICP para los elementos mayoritarios, fluorescencia de rayos-X para las trazas y activación neutrónica para las tierras raras.

Para la nomenclatura usada en la clasificación de las rocas se tuvieron en cuenta las propuestas de Simpson y De Paor (1991), Spry (1969) y Wise *et al.* (1984). Las abreviaturas de los minerales metamórficos es según Kretz (1983).

Litología

El CLV es un afloramiento de forma elíptica de 1,5 km por 1 km, que está en contacto con depósitos sedimentarios recientes.

Está compuesto por un granitoide con rasgos de deformacionales contrastantes, en el cual se pueden establecer dos dominios estructurales bien definidos, que poseen contactos gradacionales entre sí y, que corresponden a un gneis granítico poco foliado y un gneis milonítico (Figs. 2 y 3).

Asimismo, dentro de cada una de estas unidades se distinguen dos variedades de tamaño de grano fi-

no y grueso. La variedad de tamaño grueso forma cuerpos tabulares paralelos de contactos netos. Esta diferencia es atribuida a variaciones texturales del protolito. Todo el cuerpo posee abundantes venas de cuarzo y diques graníticos y pegmatíticos.

Descripción de los tipos litológicos

Gneis granítico poco foliado de grano fino

Es una roca de tonalidad rosada, con incipiente foliación, integrada por cristales relictos de feldespatos (20 a 0,5 mm) y agregados de cristales de cuarzo en una matriz de grano fino a medio.

La porción relicta es abundante, aunque no dominante. En su mayoría son cristales de ortosa y microclino, micropertíticos, con la exsolución en forma de venas. Son anhedrales a subhedrales, muy alterados y con fracturas intracristalinas, algunas de ellas rellenas con cuarzo (Fig. 4). Los granos de menor tamaño tienen maclas curvadas y extinción ondulante. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) posee maclas polisintéticas primarias. También se encuentran escasos cristales relictos de muscovita, muy fracturados y con sus planos de clivaje curvados.

Los agregados de cuarzo son equidimensionales a levemente elongados y, con frecuencia, engloban a los feldespatos relictos. Sus cristales son límpidos, de bordes serrados, aunque los hay también ondulados y rectos, con uniones triples. Tienen sombras de presión entre los granos, con algunas fracturas intragranulares, escasos subgranos y una moderada extinción ondulante. Son frecuentes las inclusiones de apatito y fluidos.

La matriz, de textura lentiblastica, está integrada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y peque-

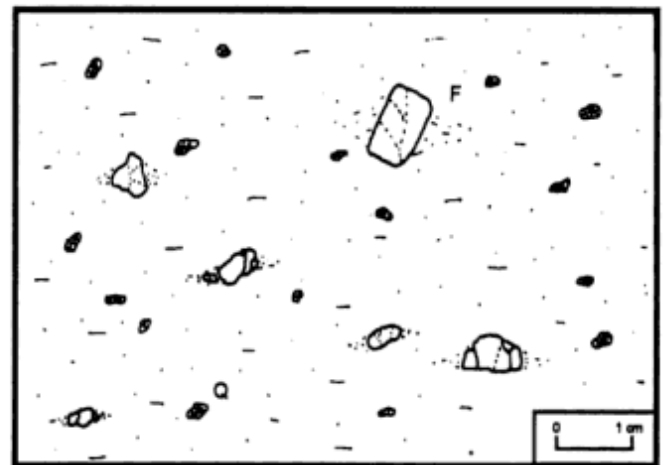


Figura 4. Dibujo esquemático del gneis granítico, con feldespatos relictos (F) y agregados equidimensionales de cuarzo (Q).

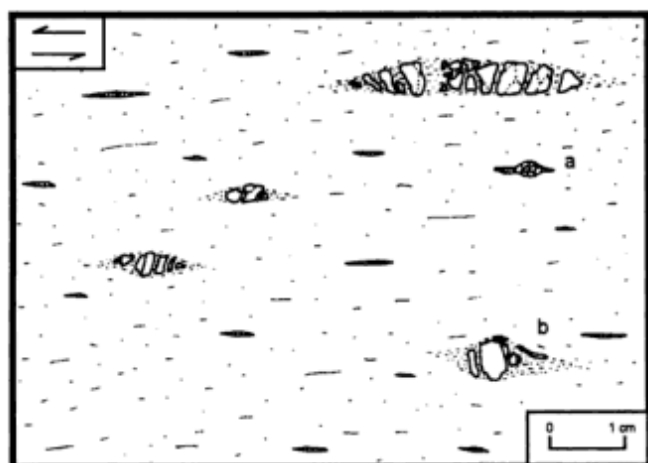
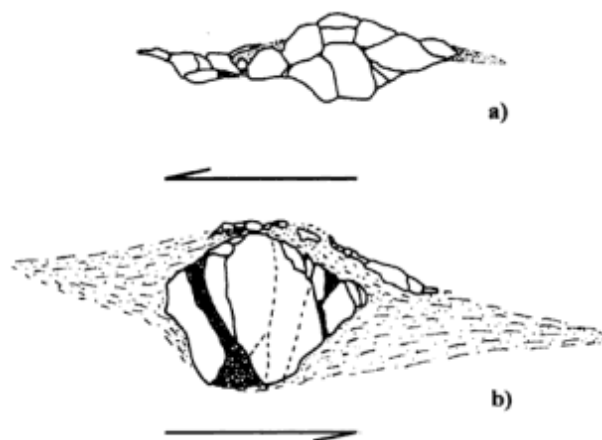


Figura 5. Dibujo esquemático del gneis milonítico en vista sudeste. En la parte derecha: detalle de una lente de cuarzo (a) y, de un porfiroclasto de feldespato potásico con colas asimétricas (b).



ñas folias de muscovita y biotita. Como accesorios hay cristales de granate, turmalina, magnetita y apatito.

Los feldespatos de la matriz tienen bordes de granos ondulados a rectos, formando uniones triples a 120 grados. No se observa alteración, ni deformación interna. Las micas (muscovita y biotita subhedral) se disponen sin orientación preferencial, o bien formando pequeñas folias. No tienen deformación interna. La biotita posee alteración a minerales opacos en sus planos de clivaje.

El granate se presenta más comúnmente como blastos redondeados pequeños (50 a 100 micrones), aislados o agrupados en racimos, aunque también lo hace en cristales euhedrales de 6 u 8 caras. Están asociados a las micas y es común que formen coronas sobre muscovita y, en menor medida sobre plagioclasa.

Gneis milonítico de grano fino

Es una roca de color rosado claro, bien foliada, con porfiroclastos de feldespato rosado de hasta 3 cm, frecuentemente dispuestos en forma paralela a la foliación, con agregados de cristales de cuarzo, con forma de lentes y cintas, que junto con folias de muscovita y biotita definen la foliación a escala macroscópica y microscópica (Fig. 5). Completa la roca una matriz de grano medio a fino, de textura lentiblastica, integrada por cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, granate y, como accesorios turmalina, magnetita y apatito.

Esta roca presenta, con respecto a la anterior, una importante reducción en la proporción de feldespatos relictos, un cambio en la disposición de los agregados de cuarzo y un mayor desarrollo de las folias micáceas.

Los porfiroclastos de feldespato potásico (ortosa y microclino micropertíticos alterados) se presentan en dos tamaños. El primero corresponde a porfiroclastos grandes, que se observan a simple vista, de 0,5 a 3 cm. Son anhedrales, con colas simétricas y asimétricas de material recristalizado. Tienen muchas fracturas intracristalinas, y cuando éstas han sufrido desplazamiento están rellenas con cuarzo y feldespatos recristalizados. El segundo tamaño corresponde a cristales de 0,5 a 1,5 mm, anhedrales, alterados, micropertíticos y con escasas fracturas intracristalinas. Las ortosas de este grupo presentan la macla de Carlsbad curvada, con recristalización en el plano de macla, además, algunos individuos muestran extinción ondulante.

Hay muy escasos porfiroclastos fracturados de plagioclasa, con alteración sericitica, maclado levemente curvado. En ocasiones las maclas se acuñan hacia los bordes del cristal.

Los agregados de cristales de cuarzo se diferencian por su forma en lentes y cintas. Las lentes son de 0,7 a 1 cm de largo por 0,2 a 0,3 cm de ancho, integrada por granos anhedrales de bordes curvados a serrados.

Las cintas tienen 0,1 a 1,5 cm de largo y de ancho no sobrepasan el milímetro, la relación largo/ancho llega a ser superior a 15. Son agregados policristalinos, de granos anhedrales. Poseen bordes levemente serrados a rectos, que forman puntos triples e, intersectan con ángulo alto al borde del agregado, correspondiendo a las características del tipo 3 y 4 definido por Boullier y Bouchez (1978) (Fig. 6).

En ambas formas los granos poseen fracturas intracristalinas, abundantes sombras de presión en los bordes y escaso desarrollo de subgranos, lo que le da una extinción fragmentosa. Además, poseen abundantes inclusiones de muscovita, apatito y fluidos.

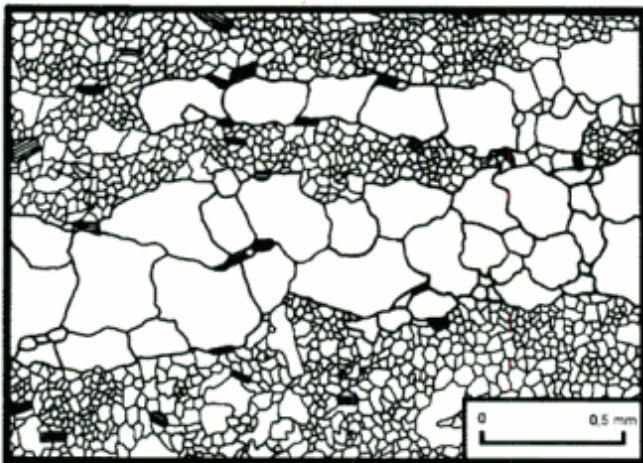


Figura 6. Dibujo al microscopio de las cintas de cuarzo: tipo 3 (superior) y tipo 4 (inferior).

En la matriz, los cristales son límpidos, con bordes de grano ondulados a rectos, que se intersectan dando uniones triples a 120 grados. Hay un importante aumento en la cantidad de feldespato potásico recristalizado en forma de microclino. Es común que formen agregados equidimensionales, de granos anhedral de hasta 1 mm, con borde de grano recto a ondulado, que se reúnen dando uniones triples, y con maclado en parrilla difuso. Los granos recristalizados de plagioclasa se presentan comúnmente sin macla.

Las micas (muscovita abundante, escasa biotita) son subhedrales sin deformación interna, están agrupadas en folias, con sus planos de clivaje en forma subparalela a la foliación, siguiendo líneas que se anastomosan alrededor de los porfiroclastos de feldespato, y de los agregados de cuarzo.

La turmalina se presenta en cristales aislados dentro de la matriz y ocasionalmente como agregados de cristales fracturados alineados en forma paralela a la foliación.

El granate aparece en blastos incompletos, en forma de corona sobre muscovita, plagioclasa y feldespato potásico; aunque más comúnmente, se presenta en cristales completos, libre de inclusiones.

Variedades de grano grueso

Son rocas composicionalmente similares a la anteriores. Se diferencian por tener tamaño de grano muy grueso, constituido por cristales relictos de feldespato potásico rosado de hasta 3 cm de largo, intensamente fracturados, que integran más del 50% de la roca; además, poseen mayor abundancia de micas y de turmalina.

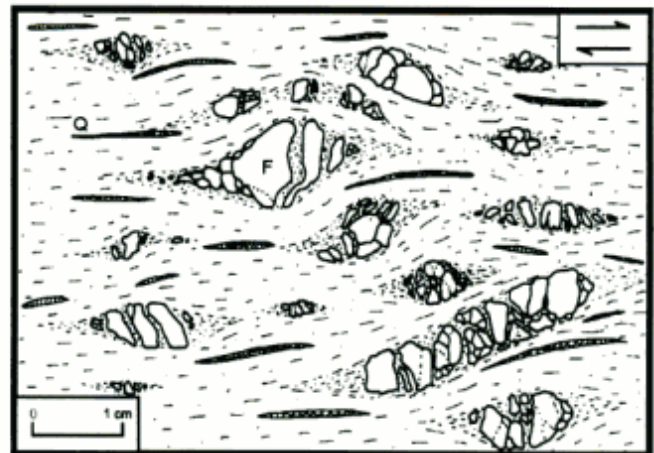


Figura 7. Dibujo esquemático del gneis milonítico de grano grueso, en vista al noreste. Con porfiroclastos de feldespato (F) y cintas de cuarzo (Q).

En los gneises miloníticos de grano grueso la foliación es muy marcada. Está resaltada por: a) mayor abundancia de agregados policristalinos de cuarzo, con forma de cintas y lentes, que se anastomosan alrededor de los cristales de feldespato, b) abundantes folias de muscovita y biotita, y por cristales de turmalina, muy fracturados, dispuestos en forma paralela a la foliación (Fig. 7).

Venas de cuarzo y diques

Las venas de cuarzo se observan en todas las litologías descritas. Son de forma ahusada y recta, con un largo que varía de 0,40 a 9 m y ancho de 0,8 a 6 cm. Están formadas por cristales de cuarzo, anhedral, de bordes serrados, con subgranos y fracturas intracristalinas.

Los diques son de granito y pegmatita, y cortan a las venas de cuarzo. Son cuerpos lenticulares, de contactos netos.

Los graníticos son de grano medio (2 a 5 mm), con textura equigranular alotriomorfa. El tamaño de los granos no varía de los bordes al centro del dique, esto sugiere que el contraste térmico fue bajo durante su emplazamiento.

Están compuestos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita, con trazas de granate, apatito, biotita, opacos y circón.

El cuarzo es anhedral con extinción ondulante, formación de subgranos y, en algunos casos, se encuentra fracturado; además, presenta inclusiones de apatito y muscovita. La plagioclasa es anhedral a subhedral, fracturada, con maclas polisintéticas y, presenta abundante alteración a sericita.

Presentan dos tipos de feldespatos potásicos: ortosa y microclino (con típica macla en enrejado). Son

anhedrales a subhedrales, micropertíticos, con fracturas y están poco alterados. La muscovita es subhedral a anhedral, no presenta fracturas ni combamiento.

Los diques pegmatíticos tienen textura inequigranular con grandes cristales de feldespato potásico (de hasta 15 cm), cuarzo y muscovita. Se presentan solos o asociados a los graníticos, ya sea en el centro o en los bordes de éstos.

Composiciones modales y químicas de los gneises graníticos y miloníticos

Se realizaron conteos modales, para inferir el tipo de protolito, en 4 muestras del gneis granítico y 4 del milonítico, ambos en la variedad de grano fino. La composición resultó semejante para ambas litologías.

Los resultados promedio son: cuarzo 47%, feldespato potásico 34,3%, plagioclasa 11,9%, muscovita 4,8%, biotita 0,5%, granate 0,5%, apatito 0,4%, turmalina 0,3% y magnetita 0,3% (Tabla 1).

Esta composición corresponde a un granito, muy cercano a un granito alcali-feldespático (Fig. 8). La presencia de grandes porfiroclastos de feldespato potásico, sugiere un protolito con megacristales.

Las variedades de grano grueso, representarían diferenciados pegmatíticos del granito, a juzgar por los contactos netos que tienen con las otras unidades, por el tamaño de grano, por la mayor proporción de grandes cristales de feldespato potásico y por la abundancia de turmalina.

Se dispone de análisis químicos de roca total de 3 muestras correspondientes a rocas de grano fino, con variación en su deformación: gneis granítico poco foliado, gneis granítico con mayor foliación y gneis mi-

Tabla 1. Análisis modales.

| | GNEIS GRANÍTICO | | | |
|-----|-----------------|------|-------|-------|
| | CV31 | CV41 | CCH36 | CCH25 |
| Qz | 47,5 | 49,3 | 45,2 | 41,3 |
| FK | 35,9 | 33 | 41,3 | 36,9 |
| Pg | 8,6 | 11,8 | 7,1 | 16,4 |
| Ms | 6 | 4,7 | 4,7 | 3,7 |
| Bio | 1,1 | 0,4 | 0,5 | 0,1 |
| Gra | 0,3 | 0,3 | 0,7 | 0,4 |
| Tur | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ap | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,4 |
| Mg | 0,2 | 0 | 0 | 0,8 |

| | GNEIS MILONÍTICO | | | |
|-----|------------------|------|-------|-------|
| | CV51 | CV37 | CCH13 | CCH39 |
| Qz | 46,9 | 44,3 | 52,5 | 49,3 |
| FK | 33 | 34,6 | 28,3 | 31,7 |
| Pg | 12,9 | 13 | 13,6 | 11,6 |
| Ms | 5,2 | 5,9 | 3,8 | 4,5 |
| Bio | 0,6 | 0 | 0 | 0,8 |
| Gra | 0,7 | 0,2 | 0,9 | 0,7 |
| Tur | 0 | 1,3 | 0,5 | 0,7 |
| Ap | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,4 |
| Mg | 0,4 | 0,3 | 0,1 | 0,3 |

lonítico. Se analizaron elementos mayoritarios, algunas trazas y elementos de las tierras raras (Tabla 2).

Las 3 muestras presentan una composición homogénea, correspondiente a un granito de alta sílice (78%). Se caracterizan por su subalcalinidad, peraluminosidad (corindón normativo 1,4 a 1,8%), y su carácter potásico. Estas características se hallan de acuerdo con su mineralogía muy cuarzoza, con la presencia de minerales aluminosos como micas (5%) y granate, y abundancia de feldespato alcalino.

Se trata de un granito muy evolucionado, con bajo contenido de CaO, MgO (número de Mg 10 a 15), FeO total, Sr y Ba. El alto contenido de Rb que acompaña a los minerales potásicos, en especial a las micas, y sus relaciones con Nb e Y, los ubican como granitos sin-colisionales (Pearce *et al.* 1984). De la misma manera, quedan ubicados dentro del campo de los granitos sin-colisionales, al confrontarse las relaciones de elementos mayoritarios en el diagrama R1R2 de Batchelor y Bowden (1985). Sin embargo, hay que tener en cuenta que la actual composición química (en especial su alto contenido en sílice y rubidio), podría ser el resultado de la acción de diferentes procesos, como son: 1) efectos de cúpula en una cámara magmática, 2) alteración hidrotermal posterior al proceso magmático o, 3) ser consecuencia de un metamorfismo no isoquímico. Como no se conoce

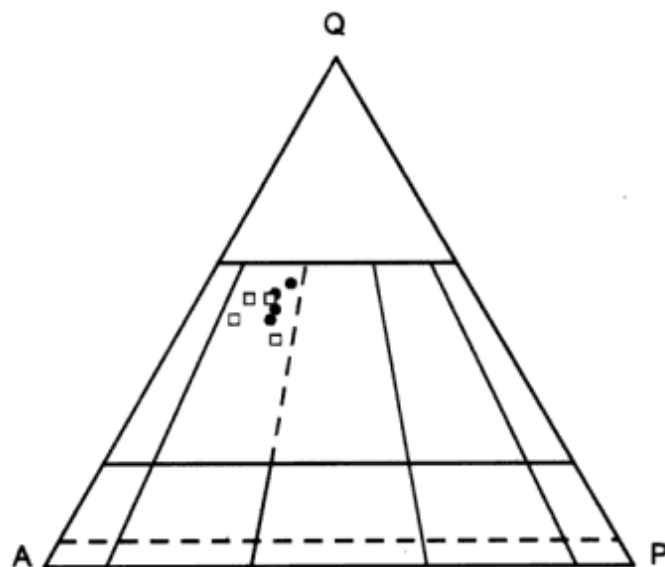


Figura 8. Diagrama de Streckeisen. Gneis granítico (□) y gneis milonítico (●).

la composición química del protolito, no se puede ser concluyente en cuanto al ambiente tectónico en el que se formó.

Los elementos de las tierras raras son escasos, con REE totales analizadas de 33,3 y 58,4 ppm. Su diseño normalizado (Sun 1982) es muy tendido ($La/Yb=1,5$ y $1,7$), pero con notoria anomalía negativa de Eu, que indica procesos de fraccionamiento de plagioclasa para la evolución de estas rocas, como se halla indicado también por el escaso contenido de Sr (Fig. 9).

En síntesis, se trata de un granito que muestra una evolución magmática con anterioridad a su emplazamiento final, pero su carácter muy diferenciado podría deberse a procesos post-magmáticos.

Microestructura. Condiciones y mecanismos de la deformación.

Del análisis de las texturas microscópicas se puede establecer que la roca ha sufrido una deformación dúctil intensa, que provocó el desarrollo de la estructura penetrativa que se observa en el afloramiento y, un reordenamiento textural y mineralógico acorde al pico metamórfico alcanzado.

La observación, en los agregados de cuarzo, de cristales con uniones triples, bordes rectos y sin deformación interna, sugiere que han sido completamente recristalizados. El tamaño de grano (0,2 a 0,5 mm) puede deberse a que la tasa de deformación fue baja, favoreciendo los procesos de recuperación o, a una recristalización estática en un grado metamórfico alto.

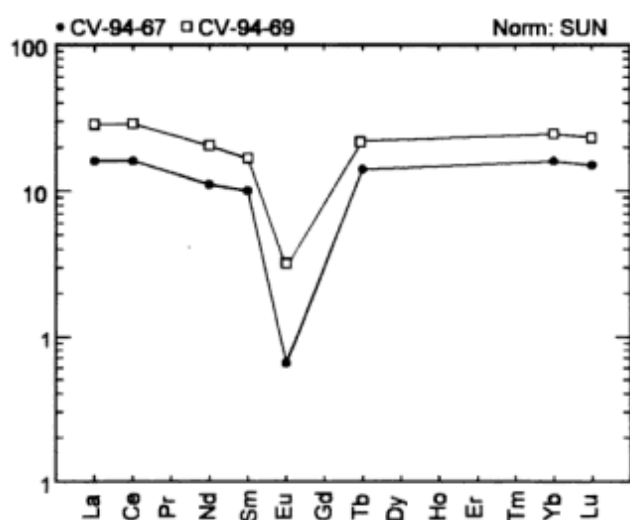


Figura 9. Diagrama de la distribución de los contenidos de Tierras Raras.

La presencia en todo el afloramiento de venas rellenas con cuarzo, testimonia la acción de un proceso de transferencia de masa por difusión (*diffusive mass transfer*), que ha sido un mecanismo deformativo muy importante para el cuarzo (Knipe 1989). A nivel microscópico también se identifica este mecanismo, al constatarse la presencia de cuarzo como relleno de fractura de los feldespatos potásicos relictos.

Hay escasos cristales relictos de muscovita y biotita, que muestran sus planos de clivaje con marcado combamiento. Sin embargo, las folias micáceas se han formado como efecto metamórfico de la deformación. En estos casos, los cristales de muscovita y biotita se presentan de forma tabular, subhedrales, sin deformación interna, con sus planos de clivaje alineados en forma subparalela a la foliación.

Los feldespatos, de acuerdo a su tamaño de grano, se comportan de manera diferente frente a la deformación. Los porfiroclastos de más de 0,5 cm presen-

Tabla 2. Análisis químicos de elementos mayoritarios (% en peso), trazas y tierras raras (ppm).

| | CV94-67 | CV94-68 | CV94-69 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 77,93 | 77,98 | 77,90 |
| TiO ₂ | 0,55 | 0,06 | 0,05 |
| Al ₂ O ₃ | 12,69 | 12,77 | 12,81 |
| FeO | 0,60 | 0,63 | 0,54 |
| MnO | 0,07 | 0,09 | 0,09 |
| MgO | 0,07 | 0,08 | 0,08 |
| CaO | 0,40 | 0,51 | 0,51 |
| Na ₂ O | 3,20 | 3,28 | 3,26 |
| K ₂ O | 4,65 | 4,71 | 4,77 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,05 | 0,05 |
| LOI | 0,70 | 0,55 | 0,55 |
| Total | 100,42 | 100,71 | 100,61 |
| Rb | 390 | 395 | 390 |
| Ba | 27 | 16 | 12 |
| Sr | 11 | 10 | 25 |
| Ga | 16 | 15 | 17 |
| Nb | 18 | 18 | 17 |
| Zr | 53 | 53 | 55 |
| Y | 43 | 45 | 46 |
| La | 5,30 | | 9,40 |
| Ce | 14,00 | | 25,00 |
| Nd | 7,00 | | 13,00 |
| Sm | 2,04 | | 3,42 |
| Eu | 0,05 | | 0,23 |
| Tb | 0,70 | | 1,10 |
| Yb | 3,53 | | 5,43 |
| Lu | 0,51 | | 0,79 |

tan evidencias de comportamiento frágil (fracturas) y ausencia de deformación interna (Fig. 7). En un tamaño intermedio muestran claros indicios de plasticidad intracrystalina (planos de macla curvados, extinción ondulante y evidencias de recrystalización por migración de borde de grano (Fig. 10). Los más pequeños (50 a 100 micrones) son granos completamente recrystalizados. Estas evidencias sugieren que la deformación de los feldespatos se produjo en un régimen de transición entre flujo cataclástico y reptación por movimiento de dislocaciones (Tullis y Yund 1987).

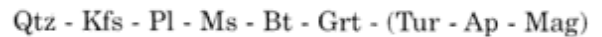
Debido a la recuperación que se observa en los granos recrystalizados de feldespato, es difícil determinar si el mecanismo deformativo que actuó fue recrystalización dinámica por rotación de subgranos o por migración de borde de grano. Hay pocos indicios, que se presentan en planos de maclas de porfiroclastos, donde se observa el segundo fenómeno; pero, la formación de agregados de cristales de microclino con bordes rectos u uniones triples, ha sido atribuida, al producto de recrystalización completa de feldespatos potásicos por rotación de subgranos (Debat *et al.* 1978; Vidal *et al.* 1980).

El granate se encuentra asociado a las folias micáceas, mientras que en el resto de la roca es escaso o nulo, por lo que se interpreta que su origen es metamórfico.

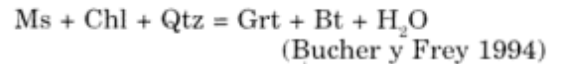
El análisis completo de las texturas, indica que las rocas del CLV registran un único evento metamórfico, con una fuerte recrystalización estática acompañada de blastesis. La asociación metamórfica presente es:



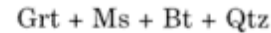
Figura 10. Dibujo al microscopio de un porfiroclasto de feldespato potásico deformado ductilmente (F), con el plano de macla curvado (m), granos recrystalizados en el mismo (r) y maclado en pa-rrilla secundario.



La reacción probable para la formación del granate es:



y la paragénesis observada es



Diferentes evidencias confluyen para determinar que las condiciones de la deformación fueron de alta temperatura. Por ejemplo: a) las texturas del cuarzo, globalmente marcan que, la temperatura durante la deformación fue superior a los 250-300°C; b) la recrystalización de los feldespatos, sugiere que esa temperatura, ha superado los 450°C (Scholz 1988); c) Simpson y De Paor (1991) proponen una estimación rápida de las condiciones de deformación, a partir de la observación de las texturas microscópicas del cuarzo y de los feldespatos, en base a esos autores, la temperatura a la cual se produjo la deformación estaría entre 450-500°C; d) la presencia de cintas de cuarzo de tipo 3, junto con la recrystalización de muscovita, biotita y feldespatos, es atribuida a condiciones metamórficas de facies de anfibolita-epidoto (Simpson 1985) y; e) la reacción propuesta para la formación del granate, se produce por encima de los 500°C en un sistema KNFASH, pero en la naturaleza puede aparecer a los 450°C (Bucher y Frey 1994).

En conclusión, la deformación provocó la completa recrystalización y recuperación del cuarzo, con importante participación del proceso de transporte de masa por difusión; deformó a los feldespatos en un régimen de transición entre flujo cataclástico y reptación por movimiento de dislocaciones, y el pico metamórfico habría alcanzado las condiciones de facies de anfibolita.

Sobreimpuesta a las texturas formadas durante el pico metamórfico, hay otras microestructuras que se observan en todas las unidades litológicas, inclusive las venas de cuarzo y los diques.

Se manifiestan en muchos cristales de cuarzo, en los que se observa el desarrollo de extinción ondulante, subgranos, sombras de presión, y fracturas intracrystalinas, que obliteran parcialmente las texturas previas. Estas microestructuras son características de una deformación frágil-dúctil para el cuarzo, cuyo rango de temperatura no habría superado los 250-300 grados centígrados, ya que en esta etapa no se produce recrystalización.

Dicha deformación no desarrolló estructuras mesoscópicas y, se trataría de una deformación tardía relacionada con las últimas etapas de exhumación del cuerpo.

Mesoestructura

El rasgo estructural más notorio del CLV es una foliación penetrativa a escala de afloramiento, que tiene una orientación promedio de rumbo $N34^{\circ}O$ e inclinación $27^{\circ}SO$ (Fig. 3). Tanto a escala mesoscópica como microscópica está definida por la disposición de cristales de feldespato, de agregados de cuarzo en forma de lentes y cintas, y por folias de micas.

El desarrollo de la foliación es intenso en el gneis milonítico y disminuye gradualmente hacia el gneis granítico (Fig. 3).

Dentro del gneis granítico, en lugares donde hay un mayor contenido de cuarzo o en los contactos entre las texturas de grano fino y grueso, aparecen fajas de poco espesor en donde la roca presenta una foliación más nítida y apretada.

En los planos de foliación se identifica una lineación mineral de orientación promedio $N42^{\circ}E$ $25^{\circ}SO$, desarrollada a partir de la disposición de agregados de cuarzo, cristales de feldespato, micas y fragmentos de cristales de turmalina.

En el gneis milonítico de grano grueso, se observan estructuras S/C Tipo I (Lister y Snoke 1984) y abundantes porfiroclastos asimétricos tipo sigma, que indican un movimiento compresivo hacia el NE.

El CLV presenta dos direcciones de fracturamiento. Una de ellas asociada a la formación de las venas

de cuarzo, con una posición promedio de $N64^{\circ}O$ $68^{\circ}NE$; la otra asociada al emplazamiento de los diques con orientación $N36^{\circ}E$ $78^{\circ}SE$ (Fig. 11).

Interpretación estructural

Para la génesis de las mesoestructuras se propone un modelo de cizallamiento dúctil compresivo, provocado por una única fase deformacional, desarrollada en un nivel estructural profundo.

La deformación progresó, en forma variada, a través de las heterogeneidades texturales y mineralógicas que presentaba el protolito, provocando la diferenciación entre los gneises miloníticos y los graníticos.

La disposición de los cuerpos de grano grueso es concordante con la estructura y, su textura y deformación son similares a los de grano fino, lo que indicaría que su posición actual se debe probablemente a un fenómeno de transposición.

De acuerdo a la lineación de elongación mineral y los indicadores cinemáticos presentes (estructuras S/C, porfiroclastos asimétricos), la dirección de transporte de la cizalla fue SO-NE, con un movimiento compresivo hacia el NE (Simpson y Schmid 1983; Lister y Snoke 1984; Passchier y Simpson 1986). Esto implica acortamiento horizontal.

Las venas de cuarzo se interpretan como relleno de fracturas de cizalla, ya que se poseen el mismo rumbo que la foliación de los gneises y, forman un ángulo cercano a los 30 grados con la misma.

En una etapa final se produce el emplazamiento de los diques, a través de fracturas de extensión, que cortan a todas las mesoestructuras anteriores, en una etapa de la exhumación del cuerpo en donde se comporta en un todo de manera frágil.

Discusión

Los gneises miloníticos, son equivalentes a las milonitas, pero producidos en ambientes de mayor profundidad. Frecuentemente muestran muy poco o ninguna reducción del tamaño de grano, en relación a su protolito no deformado y, es común que contengan evidencias de una completa recuperación de sus minerales (Simpson 1985).

Por lo tanto, ya que 1) los gneises miloníticos se corresponden a zonas de falla ubicadas a mucha profundidad (no menos de 10 km) y, 2) que la lineación mineral y los indicadores cinemáticos señalan un movimiento compresivo con transporte de masa hacia el NE, se estaría en presencia de una deformación de carácter regional, que provocó un acortamiento cortical importante.

Este acortamiento habría producido el engrosamiento de la corteza con desarrollo de relieve positi-

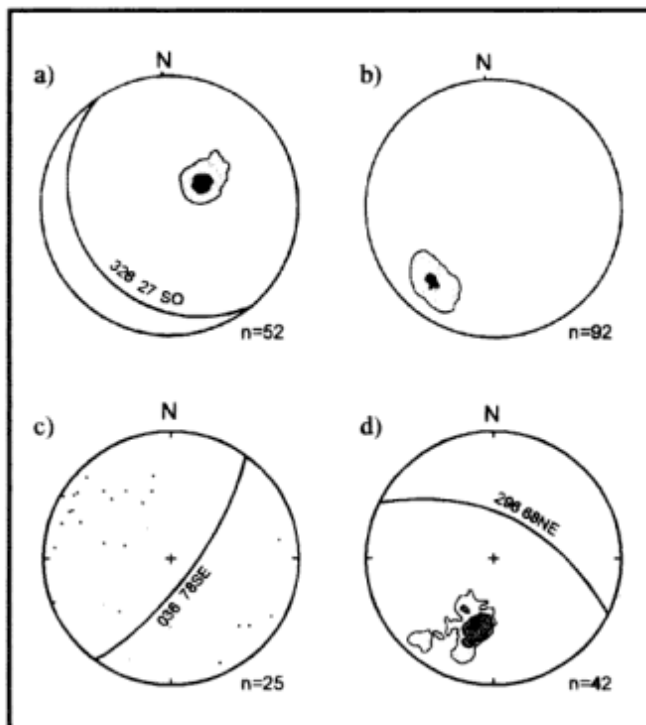


Figura 11. Proyecciones estereográficas de los datos de a) foliación, b) lineación (ambos con contornos a 5% y 50% por 1% de área), c) diques y, d) venas de cuarzo (contornos a 5%, 10% y 20% por 1% de área). Red de Schmidt, hemisferio inferior.

vo, cuya magnitud no es posible apreciar por no conocerse la tasa de erosión ni la tasa de ascenso.

La edad de la deformación se conoce de manera preliminar, sobre la base de dataciones K/Ar en micas. Linares *et al.* (1980) obtuvieron valores de 330 ± 15 Ma y 304 ± 15 Ma sobre biotitas. En cambio, recientes datos en muscovitas dieron 260 ± 13 Ma, 261 ± 13 Ma y 265 ± 13 Ma (Tickyj en elab.). La falta de coherencia entre los valores de biotitas y muscovitas no es explicable fácilmente, puesto que ambas micas son contemporáneas con la deformación y su temperatura de rehomogeneización isotópica son similares (Dobson 1979).

Estos datos plantean dos posibilidades. En primer lugar, para el Pérmico, el Bloque del Chadileuvú es dominado por una etapa distensiva con el desarrollo de la cuenca continental de Carapacha (Pérmico temprano a tardío bajo); la cual tuvo forma elongada en sentido NO-SE, con paleopendiente hacia el NO y no estuvo conectada con la cuenca de Sauce Grande (Melchor 1995). Las rocas del CLV, que actuaron como basamento de dicha cuenca y ejercieron un control en su formación y sedimentación, representan niveles corticales medianamente profundos que se habría exhumado antes del Pérmico temprano bajo. Este importante ascenso sería consecuencia del engrosamiento cortical producido por la compresión, la cual podría relacionarse a una orogénesis.

Además, en la Sierras Australes el contacto entre el Grupo Ventana (Silúrico-Devónico) y el Grupo Pillahuincó (Carbónico inferior?-Pérmico), se considera erosivo desde los trabajos de Harrington (1947). Asimismo, Massabie y Rossello (1984) reconocen una discordancia angular entre la Formaciones Lolen y Sauce Grande y proponen una deformación de las secuencias infrayacentes previa a la depositación del Grupo Pillahuincó. Las edades de las biotitas indicarían que la deformación del CLV, pudo ser coetánea con esta discordancia, de amplio desarrollo en varias cuencas de América del Sur (Lopez Gamundi y Rossello 1993). De ser así, los procesos de deformación en el sudeste de La Pampa, que los consideramos de características orogénicas, habrían favorecido el desarrollo de la misma.

Por otra parte, llama la atención, la coincidencia de la orientación de las estructuras deformativas del CLV, con las del basamento de las Sierras Australes. Las coincidencias geométricas se manifiestan de la siguiente forma: 1) en la porción suroccidental de las Sierras de la Ventana, afloran porciones de basamento que poseen zonas miloníticas compresivas con una foliación NO-SE que inclina 45° al SO y con una lineación promedio 30° SSO (Cobbald *et al.* 1986; von Gosen *et al.* 1990); 2) Varela *et al.* (1985) mencionan importantes fajas de corte de rumbo medio $N320^\circ$ y, planos de corte y de clivaje sincinemáticos y/o tardiocinemáticos de rumbo $N40^\circ$ subverticales, para las

sierras Colorada, Chásico y Cortapie. Esta analogía, es reforzada por la coincidencia entre las dataciones de muscovitas del CLV y, las edades de la deformación obtenidas por Büggish (1987), Lopez Gamundi *et al.* (1995) y Varela *et al.* (1985).

Si bien los datos que se poseen no son suficientes para esclarecer las causas de la orogénesis, es posible interpretar que el acortamiento horizontal que se manifiesta en el Bloque del Chadileuvú puede haber sido originado por el empuje (o colisión) hacia el NE de Patagonia respecto al resto del continente como fuera postulado por Ramos (1984).

La orientación y edad de la deformación, desvincularía esta porción de basamento de la provincia geológica Sierras Pampeanas, a la que originalmente se la había integrado (Linares *et al.* 1980).

Agradecimientos

Se agradece especialmente a Juan Franzese y Ricardo Melchor por la lectura crítica de este trabajo y, a los árbitros E. Rossello y R. Martino por las valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar este trabajo. Esta investigación fue financiada por la Universidad Nacional de La Pampa y por el CONICET PID 3343/92.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Batchelor, R. A. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Boullier, A. M. y Bouchez, J.-L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 253-262.
- Bucher, K. y Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 318 p., Berlín.
- Büggish, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism in the Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(7-8): 819-837.
- Cobbald, P. R., Massabie, A.C. y Rossello, A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2(2): 135-148.
- Criado Roque, P., 1972. Cinturón móvil mendocino-pampeano. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 297-303. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roque, P., 1979. Subcuenca de Alvear (Provincia de Mendoza). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 811-836. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roque, P. e Ibañez, G., 1979. Provincia geológica Sanrafaelino-pampeana. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1, pp. 837-869. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Debat, P., Soula, J. C., Kubin, L. y Vidal, J.L., 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). *Lithos*, 11: 133-145.

- Dobson, M. H., 1979. Theory of cooling ages. En: Jaeger, E. y J. C. Hunziker (Eds.) Lectures in isotope geology: 194-202, Springer Verlag, Berlín.
- Harrington, H. J., 1947. Explicación de las hojas geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de La Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín, 61, 43 p., Buenos Aires.
- Knipe, R. J., 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Journal of Structural Geology*, 11(1/2): 127-146.
- Kretz, R., 1983. Symbols for Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Linares, E., Llambías, E. J. y Latorre, C. O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146.
- Lister, G. y Snoke, A. W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.
- Llambías, E. J. y Caminos, R., 1986. El magmatismo neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero de la República Argentina*, 386 p., Córdoba.
- Lopez Gamundi, O. R. y Rossello, E. A., 1993. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. *Geologische Rundschau*, 82: 136-147.
- Lopez Gamundi, O. R., Conaghan, P. J., Rossello, E. A. y Cobbold, P. R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syn-tectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 129-142.
- Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, 1: 337-352.
- Melchor, R. N., 1995. Sedimentología de las sedimentitas paleozoicas aflorantes del centro-oeste de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 272 p. (inédito).
- Passchier, C. W. y Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831-843.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Prior, D. J., Knipe, R. J., Bates, M. P., Grant, N. T., Law, R. D., Lloyd, G. E., Welbon, A., Agar, S. M., Brodie, K. H., Maddock, R. H., Rutter, E. H., White, S. H., Bell, T. H., Ferguson, C. C. and Wheeler, J., 1987. Orientation of specimens: Essential data for all fields of geology. *Geology*, 15: 829-831.
- Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 311-325, Buenos Aires.
- Scholz, C. H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77: 319-328.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7: 503-511.
- Simpson, C. y De Paor, D., 1991. Deformation and kinematic of high strain zones. 1991 Annual Geological Society America Meeting. Structural Geology and Tectonics Division, Short Course Notes, 116 p., San Diego.
- Simpson, C. y Schmid, S. M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rock. *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 1281-1288.
- Spry, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, 350 p., Oxford.
- Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 179-192.
- Tickyj, H. y Llambías, E. J., 1994. El gneis milonítico del Cerro de Los Viejos (38°28'S-64°26'O), provincia de La Pampa, Argentina. ¿Evidencia de un corrimiento en el Carbonífero inferior?. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 1239-1243.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanism and microstructures. *Geology*, 15: 606-609.
- Varela, R., Dalla Salda, L. H. y Cingolani, C. A., 1985. Estructura y composición geológica de las Sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 254-261.
- Vidal, J. L., Kubin, L., Debat, P. y Soula, J. C., 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13: 247-255.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). *Geologische Rundschau*, 79 (3): 797-821.
- Wise, D. U., Dunn D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. y Schemel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestion for terminology. *Geology*, 12: 391-394.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En *Relatorio: Geología de la provincia de Buenos Aires*. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 139-168, Buenos Aires.

Recibido: 22 de marzo, 1996

Aceptado: 14 de agosto, 1997

Evolución metamórfica de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba entre los 31° 50' y 32° 30' de latitud sur, República Argentina

Mónica P. ESCAYOLA

CONICET, Instituto Geonorte, Cátedra de Petrología I, Universidad Nacional de Salta,
Av. Buenos Aires 177, 4400 Salta

ABSTRACT. *Metamorphic evolution of the ophiolitic sequence of the western ultramafic belt from Pampean Ranges of Córdoba, 31° 50' - 32° 30' S, Argentina.* The western belt of ultramafic rocks in the Sierras Pampeanas of Córdoba crops out in a Proterozoic metamorphic basement. The ultramafic bodies are arranged in a belt trending 350° - 40° N and dipping 50° - 70° to the east and constitute parts of an ophiolitic sequence. The metamorphic evolution of some bodies within this belt at 31° 50' S and 32° 30' S, and 64° 30' and 64° 45' W, named "La Mabel", "Los Congos" and "La Bélgica" are the focus of this study, and are mainly composed of harzburgite, spinel harzburgite, spinel dunites with subordinate lherzolite. Using mineral assemblages, different metamorphic conditions were deduced for each ultramafic body: 1) Antigorite+Lizardite+Cristotile at "Los Congos" represent low grade metamorphic conditions, 2) Antigorite+Diopside+Tremolite represent medium to high grade metamorphic conditions at "La Bélgica" outcrop, and 3) Enstatite+Spinel+Olivine represent high grade metamorphic conditions at "La Mabel" complex. All these mineral assemblages could mean that ultramafic rocks were buried at different structural levels during a continent-continent collisional event. An approach to a P-T path for ultramafic rocks is presented.

Introducción

En las Sierras Pampeanas de Córdoba, al sur de los 31° 50' de lat. S., en el flanco oriental de la sierra de Comechingones afloran una serie de cuerpos ultramáficos alojados en metasedimentos en facies de anfibolitas media a alta pertenecientes al Complejo Sierra de Comechingones (Martino *et al.* 1995). Estos afloramientos ultramáficos se encuentran dispuestos como cuerpos aislados que en su conjunto componen una corrida de rumbo submeridional. Estas rocas fueron mencionadas por diversos autores a partir de la década del 40 y 50 debido a que fueron explotadas por ser portadoras de cromita (Beder 1930; García Castellanos 1943; Catalano 1943; Riggi y Riggi 1943; Angelelli 1945; D'Aloia y Bianucci 1969). Desde el punto de vista petrológico fueron estudiados por Villar (1975, 1985); Fernández Gianotti (1972, 1977); Ramos (1979); Bonalumi y Gigena (1987), Cosentino y Mutti (1982) y Mutti (1982, 1987, 1989, 1990, 1992a y b), entre otros. En un estudio regional, Villar (1975, 1985) definió para las Sierras Pampeanas de Córdoba tres fajas que fueron denominadas de la siguiente forma: 1) Faja oriental de la sierra Chica; 2) Faja central, dividida en dos co-

rridas, la corrida oriental al sur del Batolito de Achala y la corrida occidental al norte del mismo y 3) Faja occidental que aflora al oeste de la Cumbre de la sierra de Comechingones y continua en la sierra de Guasapampa.

Recientemente, Kraemer *et al.* (1995) realizaron un trabajo de integración regional y propusieron que sólo dos de las tres fajas definidas tendrían importancia desde el punto de vista regional y geotectónico, una Faja Oriental (faja oriental de la sierra Chica de Villar 1975, 1985) correspondiente a un ambiente de retroarco (Mutti 1992c); y una faja occidental (faja central, corrida oriental y corrida occidental y la faja occidental de Villar 1975, 1985); que correspondería a rocas ultramáficas, con afinidades tipo MORB (Escayola 1994; Escayola *et al.* 1996) exhumadas durante una colisión continente-continente.

Escayola *et al.* (1993), sobre la base de curvas de fraccionamiento de elementos del grupo de los platinoideos (PGE), indicaron para la faja occidental, en su tramo entre Atos Pampa y Yacanto de Calamuchita, curvas con patrones similares a los complejos de tipo ofiolítico y sugirieron que las mismas representarían antiguas ofiolitas precámbricas desmembradas.

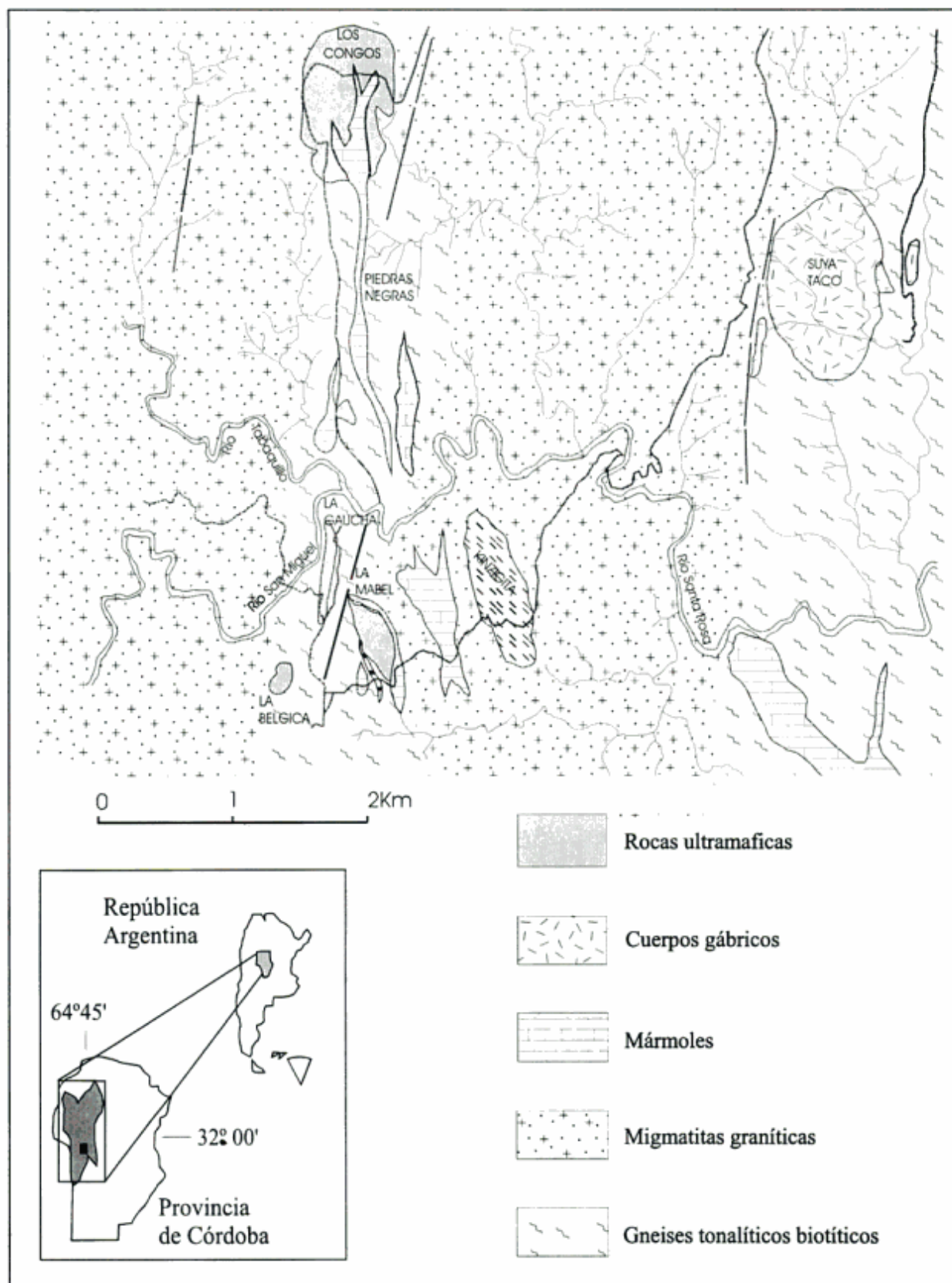


Figura 1: Mapa geológico. Afloramientos ultramáficos pertenecientes a la faja ultramáfica occidental de las sierras de Córdoba, entre Atos Pampa y estancia San Miguel.

Los afloramientos ultramáficos del área de estudio están compuestos principalmente por harzburgitas y dunitas, asociadas a anfibolitas con diversos grados de metamorfismo que son asignados tanto a un metamorfismo de fondo oceánico como a efectos de metamorfismo progrado de tipo regional. Las mismas fueron interpretadas como las distintas partes de una secuencia ofiolítica originada en una dorsal centro oceánica (Escayola 1994), emplazadas durante un evento de colisión de tipo continente-continente entre el terreno Pampia y el cratón del Río de La Plata (Kraemer *et al.* 1995).

En el presente estudio se propone interpretar, sobre la base de las diversas paragénesis halladas en cada afloramiento, los eventos metamórficos que se registran en la faja ultramáfica occidental en el sector entre Atos Pampa y Yacanto de Calamuchita y ligar estos eventos a la evolución de las Sierras Pampeanas durante el Neoproterozoico.

Ubicación geográfica

La zona de estudio se ubica en la provincia de Córdoba en el Departamento Calamuchita, aproximadamente entre los 31° 50' y 32° 20' de lat. S y los 64° 40' y 64° 45' de long. O, entre las localidades de Atos Pampa, 20 km al Oeste de Villa General Belgrano y la localidad de Yacanto de Calamuchita, 42 km al oeste de Santa Rosa de Calamuchita (Fig. 1).

Marco geológico regional

El área de estudio pertenece al ambiente de las Sierras Pampeanas de Córdoba que están compuestas por un complejo metamórfico-migmático precámbrico, la edad del mismo, según dataciones Rb/Sr efectuadas por Cingolani y Varela (1975), varía entre 1400 y 580 Ma. Estos autores precisan, además, que el pico metamórfico para las Sierras de Córdoba debió ocurrir entre los 650 y 580 Ma.

Durante el Paleozoico temprano este complejo metamórfico-migmático fue intruído por batolitos y plutones graníticos (Gordillo y Lencinas 1979) cuyas edades oscilan entre 520 y 300 Ma (Linares y Latorre 1970; Rapela *et al.* 1982; Baldo 1992).

Según Gordillo (1984), la mayor parte de las metamorfitas son metasedimentarias y pertenecen a la facies de anfibolitas (zona de la estauroлита a la de sillimanita) con transiciones regionales a la facies de granulitas hornbléndicas, estas últimas están siempre asociadas a migmatitas cordieríticas. Sin embargo en los últimos años es cada vez más frecuente la cita de rocas ortoderivadas (Martino 1988; Baldo 1992; Guerreschi y Baldo 1992; Martino *et al.* 1995).

El metamorfismo en las sierras de Córdoba indica condiciones de temperatura crecientes, con un evento de temperaturas y presiones medias (estauroлита-disteno) (Gordillo y Lencinas 1979; Gordillo 1984; Caffè 1993) a altas (sillimanita) M1 y un evento principal de migmatización o pico térmico M2 de temperaturas altas a muy altas (cordierita-granate) (Gordillo y Lencinas 1979; Caffè 1993; Martino *et al.* 1994). Posteriormente el mismo autor indica un evento M3 esencialmente cataclástico (Gordillo y Lencinas 1979; Baldo 1992) y un evento M4 de metamorfismo retrógrado de baja temperatura.

Las rocas ultramáficas al sur del batolito de Achala se encuentran emplazadas en el contexto del macizo migmatítico de Atos Pampa-Cerro Pelado (Bonalumi y Gigena 1987) que se extiende al sur de la sierra de Comechingones desde el río Los Espinillos, al norte, hasta la localidad de Cañada del Tala, al sur. Si bien las condiciones metamórficas fueron de grado alto, correspondientes a la formación de migmatitas, la composición de las rocas que lo forman varía de norte a sur. En la porción al norte del afloramiento ultramáfico La Mabel (Fig. 1), predominan migmatitas cordieríticas, de texturas estromatíticas, de composición granítica a granodiorítica, que se intercalan con fajas del gneis tonalítico granatífero común que ocasionalmente contiene algo de cordierita. Al sur de dicho afloramiento, en la cuenca del río Grande se extienden rocas gnéissicas y migmatitas tonalítico biotíticas homogéneas, de grano grueso, ricas en granate y localmente con algo de feldespato potásico; contienen a menudo cantidades notables de cordierita. En este área hay varios afloramientos de granulitas ácidas y básicas asociadas a las migmatitas cordieríticas (Gordillo 1984).

Afloramientos ultramáficos. Descripción y petrografía

Las rocas de los afloramientos gabro-peridotíticos (Fernandez Gianotti 1977; Mutti 1992c) de la zona de estudio pertenecen a la faja occidental de rocas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba y fueron definidos como Grupo San Miguel por Escayola (en Martino *et al.* 1995).

Los afloramientos se encuentran como cuerpos aislados que, en su conjunto al norte de Yacanto de Calamuchita, componen una corrida de rumbo submeridional constituida de sur a norte por las siguientes manifestaciones: La Bélgica, La Gaucha, La Mabel, Piedras Negras, Los Congos y Vivero Miretti. Para el presente trabajo se resumen las características petrográficas de los tipos de rocas más comunes en los afloramientos Los Congos, La Bélgica y La Mabel, ya que los mismos son los complejos más importantes del área.

Afloramiento "Los Congos"

Al norte del río Santa Rosa (Fig. 1) se ubica el afloramiento Los Congos que abarca los denuncios mineros conocidos como Los Congos, Sol de Mayo y Los Coquitos, también conocido con el nombre de Atos Pampa (D'Aloia y Bianucci 1967). Este es el mayor afloramiento de la zona de estudio, tiene una longitud aproximada de 1300 m por 700 m de ancho. El mismo representa las peridotitas metamorfizadas (Coleman 1977) de la secuencia ofiolítica descrita por Escayola (1994).

Morfológicamente presenta un relieve conformado por lomadas suaves, longitudinales de rumbo norte-sur, surcadas por varias quebradas menores. Este cuerpo se encuentra limitado al este y al oeste por la faja de deformación dúctil de Guacha Corral que produce importantes fenómenos de milonización en las rocas encajonantes. El afloramiento en planta tiene forma ovoidal con su eje mayor orientado según rumbo norte-sur. El cuerpo presenta un buzamiento general hacia el este.

Las rocas de caja las constituyen las migmatitas del macizo de Atos Pampa (Estromatitas Santa Rosa de Martino *et al.* 1995) que afectadas por la faja de deformación de Guacha Corral en los contactos, tanto al oeste como por el este, se transforman en verdaderas milonitas. Si bien la roca se encuentra algo retrogradada, sus paragénesis originales se han conservado indicando que son rocas migmatíticas de composición granítica.

Las serpentinitas que constituyen el cuerpo ultramáfico se encuentran principalmente en tres variedades que tienen entre sí contactos transicionales.

La primera variedad (Escayola, 1992; Fernández 1993) y la más abundante constituye, prácticamente, la roca típica de todo el afloramiento; está caracterizada por su color gris oscuro verdoso a negro, en la que se distinguen cristales de enstatita bastitizada elongados formando porfiroblastos estirados y a veces plegados de plano axial en dirección N-S a N350°. Microscópicamente se trata de peridotitas serpentinizadas en las que aparentemente el olivino fue el mineral predominante (70-80%), acompañado de ortopiroxeno. La asociación mineral reconocida es: crisotilo-antigorita-tremolita-brucita-talco-magnetita. Las variedades del grupo de la serpentina se determinaron mediante técnicas de rayos X. Esta roca ha sido clasificada, según su composición normativa, como harzburgita (Escayola 1994). Sobre la base de las características observadas microscópicamente, estas rocas sufrieron un primer episodio de serpentización en facies de bajo grado metamórfico representado por la presencia de crisotilo con texturas tipo *mesh*, un episodio posterior de progrado térmico de bajo grado representado por antigorita y tremolita, posteriormente, un primer episodio retrógrado re-

presentado por la presencia de coronas y blástesis de antigorita y brucita que en algunos casos se reconocen deformadas con evidencias de plegamiento y un último episodio retrógrado expresado por la presencia de venas de crisotilo y talco.

La segunda variedad de serpentinitas existentes, se encuentran en el sector norte del cuerpo ultramáfico, es una roca de grano muy fino afanítica de color verde grisáceo. Son rocas de grano muy fino sobre las que se produjo la blástesis de una segunda generación de cristales. La asociación mineral reconocida es crisotilo-antigorita-tremolita. Esta roca clasifica normativamente como harzburgita (Escayola 1992, 1994). En la misma pueden reconocerse, la formación de antigorita y tremolita como minerales de un evento metamórfico progrado y un evento metamórfico retrógrado que oblitera completamente las etapas primarias de serpentización que pudieron describirse para los demás tipos de serpentinitas presentes.

La tercera variedad, menos difundida que la anterior, se localiza en el sector centro-norte del cuerpo ultramáfico y está constituida por una roca de color verde claro blanquecino a gris, con núcleos blancos y venillas negras en las que macroscópicamente pueden apreciarse abundantes cristales de tremolita-actinolita de color verdoso claro. Microscópicamente se trata de una roca que presenta agregados de tremolita-actinolita con talco en agregados finos, surcada por abundantes venillas rellenas de talco, crisotilo, lizardita y óxidos de hierro. Sobre la base de su composición química fueron clasificadas como harzburgitas (Escayola 1992, 1994).

Como puede observarse, el cuerpo ultramáfico es muy homogéneo en su composición, las únicas variedades que se distinguen de las harzburgitas son diques de ortopiroxenitas olivínicas espinélicas y cuerpos podiformes de cromitas que se encuentran principalmente en el sector oeste y norte del cuerpo ultramáfico. La asociación mineral reconocida en estos diques es: olivino-hipersteno-espinelo-tremolita-antigorita-brucita-crisotilo-talco. Esta roca ha sido clasificada como ortopiroxenita olivínica espinélica. En la misma pudo determinarse que sobre una asociación ígnea relictica (olivino-ortopiroxeno-espinelo), se desarrolla un primer episodio de serpentización (lizardita y crisotilo), al que le sigue un evento progrado que produce la formación de tremolita+forsterita, un evento retrógrado que da lugar a la paragénesis antigorita+brucita y finalmente la formación de crisotilo+talco como producto del metamorfismo de las paragénesis anteriores.

Los bordes de los diques formados por hornblenditas indican que los mismos se metamorfizaron a partir de fluidos hidratados provenientes de la serpentización del cuerpo ultramáfico.

Los cuerpos podiformes de cromitas fueron descritos, según los legajos mineros, en forma de ma-

sas alargadas, nódulos, bolsadas, nidos o lentejones, o en forma de rosario, ensanchándose y afinándose alternativamente; en algunos casos tomaban forma de filones en una envoltura esteatítica. Se citan masas de 5 m de longitud por 50 a 80 cm de espesor; estas concentraciones se diluían en venillas cada vez más pequeñas hasta reunirse formando una nueva concentración. Las características microscópicas fueron descritas por Villar *et al.* (1992), Rabbia *et al.* (1993), Fernández (1993), Mutti (1994).

Afloramiento "La Bélgica"

El afloramiento está situado sobre la margen oriental del río San Miguel y constituye la continuación hacia el sur de la manifestación La Gaucha, que se encuentra 500 m al norte (Fig. 1).

Representa la transición entre la sección de peridotitas metamorizadas y la zona de transición (Coleman 1977) de la secuencia ofiolítica descrita por Escayola (1994).

El afloramiento ultramáfico tiene una longitud aproximada de 300 m por 100 m de ancho con su eje mayor dispuesto con rumbo submeridional, el buzamiento general del cuerpo es hacia el este. Se encuentra en contacto hacia el este y oeste con el gneis tonalítico granatífero, común en toda el área y que en los contactos con la roca ultramáfica se encuentra intensamente milonitizado con una fábrica de rumbo aproximado N-S. Hacia el norte y sur el encajonante lo constituye un banco de mármoles intensamente plegado y, por el noreste, un banco de anfíbolitas de escaso desarrollo, en las inmediaciones del cuerpo, pero que toma gran relevancia en el área del afloramiento La Gaucha.

Debido a la presencia de canteras, puede observarse que el cuerpo ultramáfico está compuesto por dos variedades de peridotitas serpentinizadas. Una de estas variedades se encuentra aflorando hacia la sección superior del cuerpo. En la misma se distinguen porfiroblastos de bastita de color marrón claro de 1 a 2 cm que se encuentran en dos tipos texturales diferentes, con formas xenomórficas sin orientación preferencial o subhedros dispuestos paralelos a subparalelos, estos cristales se encuentran inmersos en una matriz máfica afanítica de olivino serpentinado. Se trata de rocas compactas de grano medio de color gris verdoso oscuro a negro. Microscópicamente, esta roca está compuesta por un 80 % de olivino serpentinado y un 20 % de ortopiroxeno bastitizado. La asociación mineral reconocida es: lizardita-crisotilo-forsterita-talco-antofilita-antigorita-magnetita y venas rellenas de crisotilo y carbonatos.

Los episodios metamórficos reconocidos sobre la base de las paragénesis determinadas microscópicamente son: un primer episodio de bajo grado repre-

sentado por el crisotilo con texturas tipo *mesh*, un episodio progrado representado por las paragénesis forsterita + talco y antofilita; un episodio metamórfico retrógrado representado por la paragénesis antigorita+brucita y un episodio de bajo grado representado por las fracturas rellenas de crisotilo y carbonatos.

En el sector centro y este, el cuerpo se encuentra formado por una variedad de roca que consiste en bandas oscuras formadas por cristales de olivino totalmente serpentinado, en una matriz de color claro formada por tremolita-actinolita. La asociación mineral reconocida es lizardita-crisotilo-tremolita-diópsido-olivino. Esta roca clasifica normativamente como websterita (Escayola 1994). Se pueden reconocer en la misma un episodio metamórfico de bajo grado representado por texturas tipo *mesh* de crisotilo y lizardita, un episodio progrado representado por coronas de tremolita alrededor de diópsido y un episodio retrógrado en las fracturas rellenas por lizardita y crisotilo.

Afloramiento "La Mabel"

Se trata de un cuerpo de forma elipsoidal elongado según rumbo 330° y buzamiento general al este (Fig. 1). Este afloramiento tiene, aproximadamente, 300 m de longitud por 150 m de ancho y se dispone de manera concordante a subconcordante con el encajonante metamórfico representado por gneises tonalítico granatíferos. El mismo representa la zona de transición de la secuencia ofiolítica descrita por Escayola (1994). La mayor parte del cuerpo está conformada por harzburgitas serpentinizadas entre las que se intercalan diques y lentes de rocas de diversas composiciones que se escriben a continuación.

Macroscópicamente, las harzburgitas son rocas de color gris oscuro verdoso en las que se reconocen porfiroblastos de anfíboles de color marrón claro inmersos en una matriz de serpentina de color oscuro. Microscópicamente, se distingue una roca conformada por la asociación mineral: olivino-antofilita-antigorita-crisotilo-brucita-talco y carbonatos. Esta roca ha sido clasificada normativamente como harzburgita (Escayola 1994). Se reconocen en la misma un primer evento metamórfico representado por serpentina con texturas en *mesh* en el olivino, un evento térmicamente progrado, que produce la blástesis de cristales de antofilita, un evento retrógrado que genera antigorita a partir de ortoanfíbol y finalmente un evento hidrotermal que produce venas rellenas de serpentina masiva.

En la parte central y oriental del cuerpo de harzburgita se encuentra otra variedad de peridotita que se presenta aflorando como grandes lentes de color rojizo de 50 cm a 3 m de longitud en su eje mayor. Es-

tas rocas son tenaces y fuertemente foliadas, con orientación concordante con el rumbo general de los gneises tonalíticos granatíferos encajonantes. Dentro de esta foliación es posible distinguir cristales de color verde claro de tremolita con formas de ojos. Microscópicamente, se observa una roca compuesta por olivino-tremolita-magnetita-brucita-calcita-antigorita. Normativamente esta roca se clasifica como lherzolita (Escayola 1994); presenta un metamorfismo inicial que forma mallas en el olivino, al que se sobreimpone un grado metamórfico mayor, indicado por la paragénesis olivino + tremolita, con deformación posterior de los cristales de tremolita que adquieren forma de ojos y finalmente retrogradación a antigorita.

En todo el afloramiento es posible observar diques de 50 cm a 1 m de espesor y varios metros de longitud que están formados por rocas melanocráticas de fractura irregular a concoidea; microscópicamente su textura es "metamórfica foliada" siguiendo la clasificación de Pike y Schwarzman (1977). La asociación mineral presente es: olivino-espínelo-antofilita-cromita-opacos. Esta roca ha sido clasificada como dunita espínélica; las texturas mencionadas serían relicticas y representarían, probablemente, la historia del origen de estas rocas al formarse en la corteza oceánica, a la que se sobreimpuso un episodio de alta presión, con la formación de espínelo (hercinita), y dos episodios térmicamente retrógrados evidenciado por la presencia de antofilita y finalmente por minerales del grupo de la serpentina que retrogradan al olivino.

Evolución metamórfica

Dadas las relaciones mineralógico-estructurales resumidas en el apartado anterior, es posible distinguir en las rocas ultramáficas paragénesis características de distintos grados metamórficos que permiten esbozar una evolución temporal del metamorfismo.

Afloramiento "Los Congos"

Para las harzburgitas de este afloramiento fue descripta la presencia de lizardita y crisotilo preservando, pseudomórficamente, texturas preexistentes. Las texturas tipo *mesh* caracterizan estas serpentinitas. Según Evans (1977), este tipo de textura y asociación mineral es típica de transformaciones en un grado metamórfico muy bajo (inferior de 300° C, facies de zeolita-pumpellyita). Estas texturas son destruidas como resultado del crecimiento de antigorita, mineral típico del metamorfismo regional según la reacción progradante



que se produciría a temperaturas por encima de los 300° C. La antigorita es estable hasta temperaturas de 550° C e indica en las peridotitas facies de esquistos verdes alta.

La presencia de tremolita asociada a crisotilo y lizardita sin olivino indica condiciones de temperatura dentro de las facies de pumpellyita-actinolita en el bajo grado metamórfico (Robinson 1982).

La retrogradación de asociaciones ígneas primarias, como los diques de ortopiroxenitas olivínicas espínélicas, a asociaciones de tipo forsterita + tremolita indica que las reacciones habrían ocurrido en el rango de la curva de reacción que es estable a temperaturas de 500° C y superiores. Los bordes de estos diques ricos en hornblenda señalan la hidratación de la paragénesis original a partir de fluidos provenientes de las serpentinitas en el campo de formación de la hornblenda en rocas básicas a los 500° C (parte alta del bajo grado). Según Evans (1977) las peridotitas tremolíticas son correlacionables a las facies de anfibolitas o hornfels de hornblenda. La ausencia de ortopiroxeno, que equivale con la parte alta de la facies de anfibolitas y correlaciona aproximadamente con la zona de la sillimanita (Evans 1977), muestra para estas rocas una evolución dentro del bajo grado metamórfico.

Se resumen, entonces, los siguientes eventos metamórficos en las rocas del afloramiento Los Congos.

Episodio Mx: presencia de texturas tipo *mesh* formadas por

crisotilo + lizardita

Ciclo M1-M2, Episodio M2: metamorfismo de progrado crisotilo (lizardita) + tremolita—antigorita + CO₂

Episodio M3: metamorfismo retrógrado representado por antigorita + brucita

Episodio M4: metamorfismo retrógrado venas de talco + crisotilo

Se utiliza para este afloramiento y los demás el concepto de ciclo M1-M2 para hacer referencia al evento de mayor grado metamórfico ocurrido en el afloramiento ultramáfico. Este concepto se discutirá en los capítulos subsiguientes.

Afloramiento "La Bélgica"

Las harzburgitas del afloramiento La Bélgica se presentan, como en el yacimiento Los Congos, totalmente serpentinizadas con texturas de reemplazo pseudomórfico, primarias, tipo *mesh* formadas por crisotilo + lizardita.

La presencia de antofilita indica temperaturas por encima de 650° C. El rango estrecho de estabilidad de la antofilita y la falta de olivino asociado a la misma indican temperaturas máximas de 780° C y presiones de 7.4 Kb (Delany y Helgeson 1987) representadas por la reacción:



La presencia de antigorita y brucita retrogradando la paragénesis anterior indica un metamorfismo retrógrado a temperaturas inferiores a los 350° C (Evans 1977).

En las websteritas se verifica la reacción:

antigorita + diópsido — forsterita + tremolita + H₂O
esta reacción se produce por encima de los 500° C y es la única reacción generadora de tremolita que tiene lugar a una temperatura más alta que la generación de diópsido. La asociación forsterita + tremolita es estable en un amplio rango de temperatura incluso dentro del campo de estabilidad de la antofilita.

Para este afloramiento se proponen los siguientes episodios metamórficos:

Episodio Mx: representado por las texturas tipo *mesh* compuestas por crisotilo y lizardita.

Ciclo M1-M2, Episodio M2: metamorfismo de progrado térmico representado por la presencia de antofilita en las harzburgitas y la paragénesis forsterita + tremolita en las websteritas

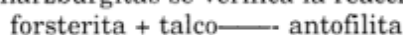
Episodio M3: metamorfismo retrógrado representado por antigorita + brucita

Episodio M4: venas de crisotilo + talco.

Las temperaturas alcanzadas por estas rocas indican condiciones en facies de anfíbolitas alta en el grado alto.

Afloramiento "La Mabel"

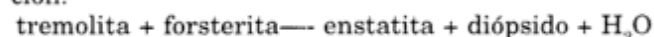
En las harzburgitas se verifica la reacción:



dentro del campo de estabilidad de la antofilita puesto que no se encuentra ortopiroxeno. La temperatura máxima de formación indica aproximadamente 780° C y las presiones no podrían haber superado los 7.4 Kb, pues a temperaturas mayores, se habría producido la reacción:



Las rocas lherzolíticas presentan la paragénesis estable forsterita + tremolita, que se produce desde los 450° C y por un amplio margen de temperatura. La ausencia de diópsido en estas rocas según la reacción:



que se produce a los 850° C indica que las condiciones metamórficas nunca excedieron los 850° C.

Los diques de dunitas espinélicas, cuyas asociaciones se consideran ígneas relícticas, se encontraban dentro del campo de estabilidad de su asociación mineral forsterita + enstatita + espinelo. En estos se produce recristalización de la fase aluminosa.

El hecho de que el espinelo (fase aluminosa) no se encuentre retrogradado a clorita, indica, para las rocas de este afloramiento, temperaturas cercanas a los 800° C, dentro del alto grado metamórfico. La formación de cristales euhédricos de espinelo verde, en algunos casos como coronas alrededor de cromita, indicaría que las mismas fueron sometidas en una etapa de enterramiento a condiciones superiores a los 10 Kb, dentro del campo de estabilidad del espinelo (Subfacies de Ariegita de Obata 1980). Esta situación correspondería a un metamorfismo de alta presión, previo al pico térmico.

En este afloramiento se resumen entonces los siguientes episodios metamórficos

Episodio Mx: texturas en *mesh* en olivino.

Episodio M1? metamorfismo de progrado térmico y bórico reconocido en las dunitas espinélicas por la blástesis de cristales euhédricos de espinelo (hercinita).

Episodio M2: metamorfismo de alto grado de menor presión que M1, verificado en las lherzolitas por la paragénesis forsterita + tremolita. Posteriormente se reconoce un evento de deformación que deforma a la tremolita.

Generación, posterior a la deformación, de antofilita en las harzburgitas

Episodio M3: retrógrado, formación de antigorita a partir de antofilita.

Episodio M4: metamorfismo retrógrado, venas de crisotilo y talco.

Se reconocen en este afloramiento como episodio metamórfico de mayor grado, condiciones en facies de granulitas.

Se resume, a partir de los datos expuestos para todos los afloramientos del área de estudio, que las rocas ultramáficas muestran al menos cuatro episodios superpuestos de recristalización. El evento denominado Mx afecta sólo a las rocas ultramáficas y no a sus encajonantes pelíticos, de manera que debió ocurrir previamente al emplazamiento de las rocas ultramáficas. El ciclo metamórfico principal M1-M2 corresponde a un metamorfismo térmicamente progra-

dante pero con variación de presión entre los episodios que lo componen. M1 que se reconoce en el afloramiento La Mabel, habría correspondido a un episodio de alto grado con valores altos de presión, M2 correspondería a un metamorfismo de alto grado retrógrado respecto a la presión. Se utiliza el concepto de ciclo para indicar que en la evolución de un orógeno pueden ocurrir dos o más episodios metamórficos referidos a la misma etapa de evolución, y que no siempre quedan registrados en las rocas ambos episodios ya que esto depende del nivel estructural que se esté estudiando. Como ciclo M1-M2 se asigna, entonces, el pico térmico de metamorfismo regional reconocido en cada uno de los cuerpos ultramáficos. El evento M3 es esencialmente retrógrado. Previo o concomitante con este evento se reconocen fenómenos de deformación en el dominio dúctil en los afloramientos La Bélgica y La Mabel, y en la transición frágil - dúctil en el afloramiento Los Congos. El evento M4 es de bajo grado, se produce en el dominio frágil, asociado a circulación de fluidos en sistemas de fracturas y afecta por igual a todos los afloramientos ultramáficos.

Discusión sobre las trayectorias de presión - temperatura de las rocas ultramáficas estudiadas

Los distintos episodios metamórficos determinados en cada uno de los afloramientos y los campos estrechos de estabilidad de algunos minerales metamórficos presentes en las paragénesis estudiadas, permiten postular que los afloramientos ultramáficos podrían haber sido enterrados a distintos niveles corticales durante un evento colisional. Posteriormente se habrían metamorfizado a distintas temperaturas según su profundidad, hasta que eventos de reactivación de las zonas de cizalla dúctil las emplazaron en un mismo nivel estructural como se encuentran en la actualidad.

Kraemer y Escayola (1994) y Kraemer *et al.* (1996) aplican los criterios expuestos por England y Thompson (1984) a un modelo físico de engrosamiento cortical por sobrecorrimiento, calculado inicialmente para datos termo-barométricos de rocas metapelíticas determinados por Gordillo (1984). Teniendo en cuenta los parámetros elegidos y justificados en esos trabajos (Espesor cortical inicial= 35 km; tiempo de etapa erosiva= 200 Ma; velocidad de erosión= $5,62 \times 10^{-12}$ m/s; difusividad= $1,2 \times 10^{-6}$ m²/s; producción de calor radiogénico= 2,33mW/m³; flujo calórico proveniente del manto hacia la corteza= 40mW/m²), es posible calcular en base a las paragénesis determinadas en las rocas ultramáficas, las profundidades a que cada cuerpo fue enterrado y metamorfizado.

En el afloramiento Los Congos (Fig. 2), se presenta una serpentinización manifestada por las texturas pseudomórficas y la asociación lizardita + crisotilo

que puede asignarse a un metamorfismo de fondo oceánico con presiones menores a los 4 Kb y temperaturas inferiores a 300° C. Posteriormente durante la colisión, en una etapa de máximo engrosamiento cortical por corrimiento, el enterramiento máximo habría alcanzado los 25 km y las rocas comenzarían a enfriarse, según el cálculo a 16,9 km de profundidad, punto en que se produciría el pico térmico del metamorfismo a 550° C, en el campo de estabilidad de la antigorita, que coincide con el dominio de la cianita o disteno. Posteriormente al pico metamórfico, se habría producido un evento de deformación, en el dominio frágil-dúctil corroborado por el tipo de deformación, que presentan estas rocas (*kinking* en antigorita y brucita).

Las rocas del afloramiento La Bélgica (Fig. 2), habrían sido enterradas a 30 km de profundidad y pasarían el pico metamórfico dentro del campo de estabilidad de la antofilita a 20,4 km de profundidad; dado que un evento de deformación afectó a la antigorita, se establece que el mismo se produce en las rocas posteriormente al evento metamórfico M2, en el campo de estabilidad de dicho mineral. El máximo grado metamórfico se presenta en el campo de estabilidad de la sillimanita coincidiendo con la composición de los gneises encajonantes.

El afloramiento La Mabel (Fig. 2), registra el evento metamórfico M2 máximo a 24 km luego de ser enterradas a 35 km, en el campo de estabilidad de la asociación mineral olivino + espinelo + enstatita, coincidiendo con los datos calculados por Kraemer y Escayola (1994) para la "Kinzigita del Río Santa Rosa" (Gordillo 1984) y el macizo migmatítico de Cerro Pelado (Martino *et al.* 1994). Este se registra en el campo de estabilidad de la sillimanita. Posteriormente al evento metamórfico M2, debió producirse un evento de deformación en el dominio dúctil, pues deforma los cristales de tremolita, se forman lentes de lherzolita resultado de la deformación y abudamiento de sills y diques de origen ígneo y se presenta plegamiento dúctil de las rocas ultramáficas. Sin embargo esta deformación debió producirse previamente a que las rocas entraran en el campo de estabilidad de la antofilita, ya que la misma presenta una blástesis sin evidencias de deformación.

Las reactivaciones sucesivas de las fajas de cizalla dúctil debieron ubicar los cuerpos ultramáficos en un mismo nivel estructural produciendo deformaciones en el dominio frágil-ductil y permitiendo la circulación de fluidos que formaron las venas de crisotilo + talco que se presentan en los tres afloramientos.

Conclusiones

Las rocas ultramáficas de la faja occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba, presentan trayecto-

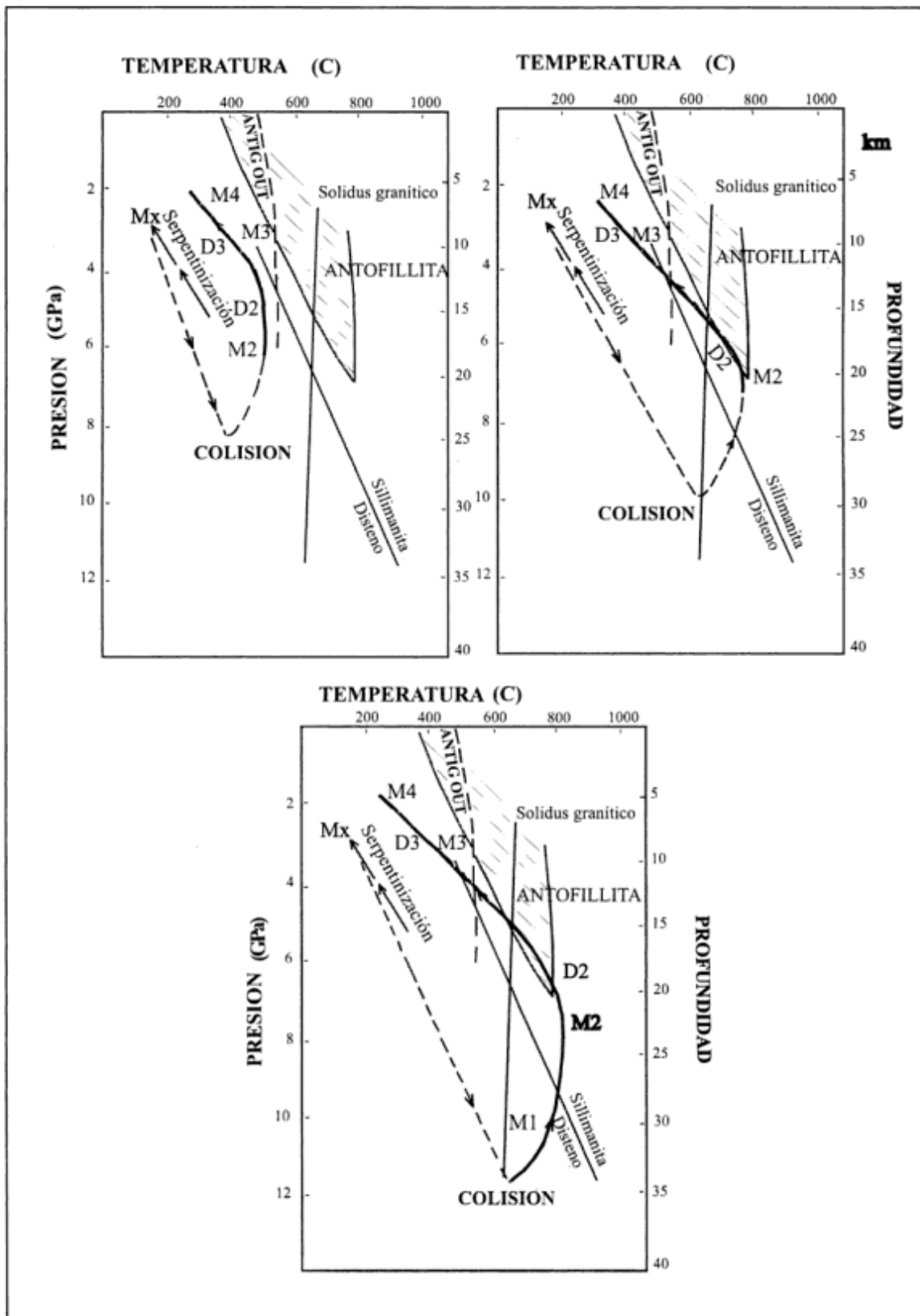


Figura 2: Trayectorias de presión - temperatura supuestas para los afloramientos ultramáficos en base a sus paragénesis minerales. Se indican el campo de estabilidad de la antofilita y la reacción antigorita *out* según Delany y Helgeson (1978). La reacción sillimanita - disteno de Richardson (1969). M: eventos metamórficos, D: eventos de deformación. A: Trayectoria P-T para el afloramiento Los Congos. B: Trayectoria P - T para el afloramiento La Bélgica. C: Trayectoria P - T para el afloramiento La Mabel.

rias de Presión - Temperatura características del metamorfismo producido por colisión-subducción. Este implica un rápido enterramiento a baja temperatura, seguido por incremento de temperatura con descenso de presión, resultando en una trayectoria en sentido horario como indican Thompson y Ridley (1987) para cordones orogénicos colisionales.

En esta evolución los afloramientos ultramáficos habrían sido enterrados a distintos niveles estructurales, en los que habrían sufrido su máximo grado de metamorfismo. Si bien la relación con las rocas de caja es de isofacialidad en los afloramientos La Bélgica y La Mabel, la alofacialidad del cuerpo Los Congos puede ser explicada por fenómenos de reactivación de las fajas de deformación que contiene a las rocas ultramáficas, que las habrían ubicado en los niveles estructurales en los que se encuentran en la actualidad.

Agradecimientos

La autora desea manifestar su agradecimiento a Luisa Villar y a Norman Page por sus oportunas sugerencias durante la realización de este trabajo. Se agradece a Pablo Kraemer la fructífera discusión referida a la evolución geotectónica del área estudiada. El presente trabajo se realizó con apoyo económico del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (Subsidio P.I.D. N° 1433/91).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1945. Informe acerca de las minas de cromita "Los Guanacos", "El Rodeo", "25 de Mayo", "Ume Pay" y "Arbol Seco". Departamento Calamuchita. Provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires. (Inédito).
- Baldo, E., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 294 p. (Inédito).
- Beder, R., 1972. Estudios geológicos de la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalino granulosas y sus fenómenos de metamorfismo. Boletín de la Dirección de Minas, Serie B, 33: 24. Buenos Aires.
- Bonalumi, A. y Gigena, A., 1987. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas y ultrabásicas en el Departamento Calamuchita, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2): 73-81.
- Caffe, P., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de La Fronza y Quilpo Sud, Dptos. La Puna y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 236 p. (Inédito).
- Catalano, L., 1943. Tercera excursión de estudios geológicos económicos a la región cromífera de Córdoba. Mineral de Cromo (Cromita) de la región de las Bagualas-Cerro Los Huanacos, Departamento Calamuchita, Pedanía Santa Rosa y Cañada de Alvarez, Provincia de Córdoba. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires. (Inédito).
- Cingolani, C. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1: 9-35. Buenos Aires.
- Coleman, R., 1977. Ophiolites: ancient oceanic Lithosphere?. Springer - Verlag, 229 p. Berlin - New York.
- Cosentino, J. y Mutti, D., 1982. Intrusiones ultramáficas en la Sierra de Córdoba, Argentina. Acta Geológica Lilloana, 16: 61-69.
- D'Aloia, M. y Bianucci, A., 1967. Estudio geológico minero del yacimiento de cromita de Athos Pampa. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 253-268. Buenos Aires.
- Delany, J. y Helgeson, H., 1978. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydration in subducting oceanic crust to 10 Kb and 800° C. American Journal of Science, 278: 638-686.
- England, P. y Thompson, A., 1984. Pressure - Temperature - Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology, 25 (4): 894-928.
- Escayola, M., 1992. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y Estancia San Miguel, Provincia de Córdoba, República Argentina. Informe Final de Beca de Perfeccionamiento, CONICET, 100 pp. (Inédito).
- Escayola, M., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y Estancia San Miguel, Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 227p.
- Escayola, M., Villar, L. y Page, N., 1993. Platinum group elements in the central belt of ultramafic rocks in The Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina. First Brazilian Platinum Group Elements Meeting, 58-59.
- Escayola M., Ramé, G., Kraemer, P., 1996. Caracterización y Significado tectónico de las Fajas Ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:421-438.
- Evans, B., 1977. Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. Annual Review Earth and Planetary Science, 5: 397-447.
- Evans, B., 1982. Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. En: Veblen, D. y Ribbe, P. (Eds.). Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, 9 B: 98-109.
- Fernández, S., 1993. Caracterización geológica del cuerpo ultramáfico Atos Pampa y su mineralización espinelífera asociada, Pcia de Córdoba, República Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 75 p., (Inédito).
- Fernández Gianotti, J., 1972. Diferenciación metamórfica en el contacto de las serpentinitas del Cerro Los Guanacos. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 124-133.
- Fernández Gianotti, J., 1977. Geología de la Faja ultramáfica de la ladera oriental de la Sierra de los Comechingones, Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 88 p. (Inédito).
- García Castellanos, T., 1943. Los yacimientos minerales de cromo en la Provincia de Córdoba. Estudio geológico económico. Boletín Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 1-2: 1-10. Córdoba.
- Gordillo, C., 1984. Migmatitas cordieríticas de las Sierras de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Miscelánea 68: 1-40. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba

- y San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 577-646. Córdoba.
- Guereschi, A. y Baldo, A., 1992. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. 12º Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 319-326. Mendoza.
- Kraemer, P. y Escayola, M., 1994. Hipótesis sobre la evolución tectónica Proterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Criterios regionales para la exploración mineral. Informe Interno Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, 85 p. Buenos Aires (Inédito).
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica Neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 47-59.
- Kraemer P., Escayola, M. P. y Sfragulla, J., 1996. Dominios Tectónicos Proterozoicos en las Sierras Pampeanas de Córdoba y su asociación a mineralización. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 239-248.
- Linares, E. y Latorre, C., 1970. Edades potasio-argón y plomo alfa de las rocas graníticas de Córdoba y San Luis. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 195-204.
- Martino, R., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 154 p. (Inédito).
- Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guerreschi, A., 1994. Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges near Córdoba, Argentina. Annual Meeting Geological Society of America. Abstracts with Programs, A226. Seattle, Washington.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnoisio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° de latitud sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.
- Mutti, D., 1982. Contribución al conocimiento geológico del cuerpo ultramáfico Loma Negra, Alta Gracia, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 13 (3-4): 49-50. Buenos Aires.
- Mutti, D., 1987. Estudio geológico del complejo gabro-peridotítico del área de Bosque Alegre. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 398 p. (Inédito).
- Mutti, D., 1989. Geología del complejo gabro-lherzolítico del Cerro Santa Cruz, Alta Gracia, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 20 (1-4): 53-70.
- Mutti, D., 1990. Génesis de las serpentinitas del complejo gabro-peridotítico del área de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 21 (1-4): 17-24.
- Mutti, D., 1992a. Metamorfismo de contacto y metasomatismo asociado a la lherzolita Loma Negra, Alta Gracia, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2): 169-178.
- Mutti, D., 1992b. El complejo gabro-peridotítico de Bosque Alegre, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2): 153-168.
- Mutti, D., 1992c. Las rocas ultrabásicas - básicas de la Provincia de Córdoba: Interpretaciones geoquímicas e implicancias geotectónicas. Primeras Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de rocas ultrabásicas - básicas, Actas: 411-432. La Plata.
- Mutti, D., 1994. Los cromoespinelos del centro-sur de las Sierras de Córdoba: Metalogénesis e implicancias geotectónicas. 2º Jornadas de Mineralogía, Petrología y Metalogénesis de rocas ultramáficas-máficas. La Plata.
- Mutti, D. y Di Marco, A., 1993. Asociación serpentinita-anfibolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba, Argentina. Primera Reunión de Mineralogía y Metalogénesis de rocas ultrabásicas. La Plata.
- Obata, M., 1980. The Ronda peridotite: garnet-spinel, and plagioclase lherzolite facies and the P-T trayectories of a high temperature mantle intrusion. Journal of Petrology, 21: 533-572.
- Pike, J. y Schwarzman, E., 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. Journal of Geology, 85: 49-61.
- Rabbia, O., Hernandez, L., De Michelis, A. y Coniglio, J., 1993. Mineralogía de cromitas y óxidos asociados de las serpentinitas del extremo sur de la Sierra de Córdoba. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 73-81.
- Ramos, A., 1979. Rocas básicas y gneises asociados en la comarca de río Grande, Departamento de Calamuchita, Córdoba. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53 (1-2): 153-164.
- Rapela, C., Herman, L. y Nutt, R., 1982. Rb-Sr Geochronology of granitoids rocks from Pampean Ranges, Argentina. Journal of Geology, 90 (5): 574-582.
- Richardson, S., Gilbert, M. y Bell, P., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: The aluminum silicate triple point. American Journal of Science, 267: 259-272.
- Riggi, M. y Riggi, A., 1943. Contribución al conocimiento de los yacimientos de cromo de la Provincia de Córdoba. Industria Minera, 23: 24-26. Buenos Aires.
- Robinson, P., 1982. Metamorphosed igneous rocks at high temperature. En: Veblen, D. y Ribbe, P. (Eds.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, 9 B: 182-200.
- Villar, L., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 3: 133-155. Buenos Aires.
- Villar, L., 1985. Las fajas ultrabásicas Argentinas, tipos de ultramáficas, metalogénesis. Cuarto Congreso Geológico Chileno, 4: 610-633.
- Villar, L. M., Segal, S. J., Puglissi, C., Escayola, M., 1992. Grado Industrial de las Cromitas de Córdoba. Génesis Tectomagmática. Actas 2º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, 1: 206-213.

Recibido: 30 de mayo, 1995

Aceptado: 7 de octubre, 1997

Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz

P. E. KRAEMER¹ y A.C. RICCARDI²

¹ Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

² Museo de Ciencias Naturales, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

ABSTRACT. *Stratigraphy of the Patagonian Andes between Argentino and Viedma lakes (49° 40' S - 50° 10' S.L) Santa Cruz Province.* The stratigraphy of the Patagonian Andes between Argentino and Viedma lakes is revised using 16 measured surface sections, containing 14 fossiliferous levels (n_1 to n_{14}), and reflection seismic profiles and well data. The oldest unit, the Bahía de la Lancha Formation, consists of Upper Palaeozoic sedimentary rocks containing trace fossil (n_1). It is unconformably covered by the Middle-Late Jurassic volcanic El Quemado Complex. The Springhill Formation of late-Early Tithonian and Middle Tithonian age (n_2 and n_3) is correlated with a seismic sequence (S_1) which is bounded by the d_1 and d_2 unconformities and related to a Late Jurassic rifting stage. The platform deposits of the Rio Mayer Formation of Late Berriasian-Early Valanginian (n_4 and n_5) to Albian age are correlated with seismic sequence S_2 bounded by the d_2 and d_3 unconformities. The Rio Mayer Formation is related to the thermal relaxation phase of the basin. The overlying Cerro Toro Formation is divided into two members. The lower one of Late Albian -Early Cenomanian to Early Coniacian age (n_6 , n_7 and n_8) is correlated with seismic sequence S_3 , bounded by the d_3 and d_4 unconformities, and the upper member of Middle Coniacian (n_{9-10}) to Late-Early Campanian age (n_{11}) is correlated with seismic sequence S_4 , bounded by the d_4 and d_5 unconformities. The d_4 unconformity of Coniacian age is related to a pulse of tectonic reactivation of the basin. The Alta Vista Formation of Early Campanian age (n_{12} and n_{13}) is correlated with seismic sequence S_5 . Late Jurassic normal faulting with subsequent positive inversion suggests that the geological evolution of the region was strongly influenced by the primary extensional structures of the basin.

Introducción

La región analizada en este trabajo, forma parte de la Cordillera Patagónica Austral (Riccardi y Rolleri 1980) y del borde occidental de la Cuenca Austral (Russo *et al.* 1980) (Fig. 1). La mayoría de las investigaciones geológicas realizadas en la Cordillera Patagónica Austral desde fines del siglo pasado hasta la actualidad, se nuclearon tanto en el sector norte (lagos Pueyrredón, Belgrano y San Martín) como en el sur (región de Ultima Esperanza y río Turbio y margen sur del lago Argentino) dejando el sector comprendido entre los lagos Viedma y Argentino, comparativamente menos estudiado.

Desde el punto de vista geológico, el sector comprendido entre los lagos Viedma y Argentino, vincula regiones al norte y sur, respectivamente, con rasgos particulares. Entre las diferencias más notables existentes entre ambas regiones merecen citarse:

a) Desarrollo de magmatismo básico al sur del lago Argentino (51° lat. S) de edad jurásica tardía a cretácica temprana, cuyas rocas son incluidas en el

Complejo Sarmiento (Dalziel 1981; Allen 1982; Barker y Dalziel 1983; Stern *et al.* 1991), y se hallan ausentes al norte de dicha latitud.

b) Presencia de turbiditas de ambiente marino profundo al sur del lago Viedma (49° 40' lat. S) en el Cretácico tardío (Arbe y Hechem 1984a; Wilson 1991) en tanto al norte de dicha latitud predominan sedimentitas de ambientes de plataforma, litoral y continental (Riccardi y Rolleri 1980; Arbe y Hechem 1984b; Arbe 1987, 1988).

c) Evidencias de que la fuente de aporte clástico occidental se dividió en el Cretácico tardío en un orógeno reactivado al norte de los 49° lat. S y un arco magmático al sur (Manassero 1988, 1993; Macellari *et al.* 1989; Manassero *et al.* 1990).

d) Existencia de una pronunciada profundización, en forma escalonada, del basamento de la cuenca en sentido norte-sur (Riccardi y Rolleri 1980; Biddle *et al.* 1986) y coincidiendo con los lagos Argentino y Viedma (Kraemer 1991).

e) Participación cada vez más restringida del basamento Paleozoico (?) en las estructuras de la faja plegada y corrida al sur del lago Viedma (Kraemer 1993).

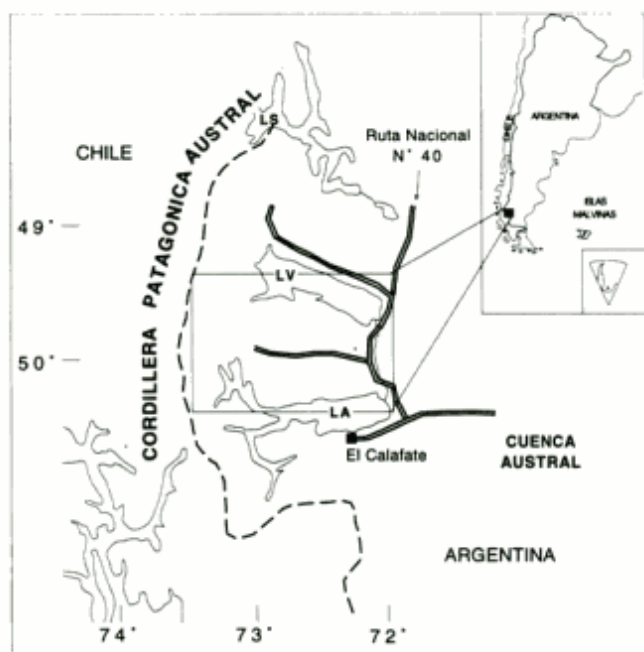


Figura 1. Mapa de ubicación. LV: lago Viedma, LA: lago Argentino, LS: lago San Martín.

Estas características hacen que la región estudiada sea importante para la comprensión de la evolución estratigráfica y tectónica de la Cordillera Patagónica Austral.

El objetivo de este trabajo es el análisis de la estratigrafía entre los lagos Viedma y Argentino. Para ello, se elaboró un diagrama este-oeste de columnas correlacionadas sobre la base del mapeo de la región a escala 1:100.000, medición de 16 perfiles estratigráficos e identificación de 14 niveles fosilíferos.

La interpretación de 570 km de líneas sísmicas de reflexión y datos de un pozo exploratorio (YPF-SCA-CFo-es-1) permitió la correlación de las unidades de superficie con cinco secuencias sísmicas $S_{1-2-3-4-5}$, separadas por discontinuidades de significación regional.

Este trabajo sintetiza estudios efectuados por el primer autor (PEK) en su tesis de doctorado (Kraemer 1991), suplementadas por análisis bioestratigráficos del segundo (ACR) y observaciones adicionales de ambos (véase también Kraemer y Riccardi 1996 y Riccardi y Kraemer 1996).

El material fósil ilustrado se halla depositado en el Museo de La Plata (MLP).

Ubicación del área

La región estudiada se encuentra en el suroeste de la provincia de Santa Cruz entre los 49° 40' S y 50° 10' lat. S y los 72° y 73° 30' long. O. Al norte limita con el lago Viedma, al sur con el lago Argentino, al

este con el río Leona, y al oeste con la línea de altas cumbres cordilleranas (Fig. 1). El acceso a la zona no ofrece mayores dificultades en verano. La ruta nacional N° 40, constituye la vía de tránsito troncal con dirección norte - sur, desde la cual se desprenden en dirección al oeste numerosas rutas provinciales que permiten arribar al pie de la cordillera.

Investigaciones anteriores

El geólogo E. Feruglio realiza los primeros trabajos estratigráficos en la zona. Formando parte de la expedición del Padre De Agostini, entre los años 1931 y 1932, contribuye con trabajos fundamentales para el conocimiento de la región (Feruglio 1938, 1944 y 1949-1950 entre otros). El análisis de las muestras coleccionadas por dicho autor es realizado por Conci (1935) y Zuffardi (1944).

Con posterioridad Piatnitzky (1938) estudia la estratigrafía de la región de los lagos San Martín, Cardiel, río Sheuén o Chalia, río Leona y desembocadura del río Guanaco. Por encargo de Yacimientos Carboníferos Fiscales, se realizan tareas de exploración en la región de los lagos Argentino y Viedma (Galante 1953, 1955) y en el transcurso del verano de 1955, G. Furque, realiza el levantamiento de la Hoja Geológica Lago Argentino para el Servicio Nacional Minero Geológico. Los resultados son publicados con posterioridad (Furque 1971, 1972, 1973).

Flores y Perrot (1961), Bianchi (1967) y Di Benedetto (1973) realizan perfiles estratigráficos y coleccionan material fosilífero en las secuencias del Cretácico-Terciario de la región de los lagos Argentino y Viedma.

A. F. Leanza (1972) determina amonites no mencionados con anterioridad y establece un esquema de zonación bioestratigráfica, postulando la existencia de discontinuidades en la sucesión cretácica.

Con posterioridad, se modifica el esquema estratigráfico de la región con los aportes de Blasco *et al.* (1979, 1980) y Nullo *et al.* (1981a, 1981b); el que es discutido por Riccardi (1983). Por último, Riccardi y Aguirre Urreta (1988) y Riccardi y Kraemer (1996), analizan la bioestratigrafía del Cretácico superior de la región del lago Viedma.

Los trabajos de Vilela y Csaky (1968); Arbe y Hechem (1984a), Arbe (1987) y Macellari *et al.* (1989) enfocan el estudio de la sucesión cretácica desde un punto de vista sedimentológico.

Biddle *et al.* (1986) analizan el relleno de la zona central y oriental de la Cuenca Austral o Magallánica, mediante información sismoestratigráfica, y más recientemente Manassero (1988), Manassero *et al.* (1990) y Manassero y Merodio (1993) estudian la procedencia de areniscas y argilominerales de la sucesión cretácico-terciaria al sur del lago Viedma.

Estratigrafía

Las rocas más antiguas que constituyen el basamento de la región, están representadas por sedimentitas y metasedimentitas paleozoicas aflorantes en el sector cordillerano. Por encima sigue una potente sucesión vulcano sedimentaria de edad jurásica y sedimentitas marinas y continentales del Cretácico y Paleógeno, aflorantes en el sector preandino y extraandino con una potencia máxima de 3700 m (Figs. 2 y 3).

Formación Bahía de la Lancha (Shell C.A.P.S.A. 1965; Borrello 1967)

Distribución y relaciones estratigráficas: Rocas pertenecientes a esta unidad afloran en ambas márgenes

del glaciar Viedma, flanco oeste del cordón Masters y margen derecha del glaciar Upsala (Fig. 2).

La base de esta formación no ha sido observada, en tanto su techo lo constituye la discordancia angular y erosiva (Fig. 3) con que apoyan las vulcanitas del Complejo El Quemado en la unión del río del Bosque y río de las Vueltas al norte del lago Viedma.

Espesor: El espesor es difícil de determinar dado el complejo fallamiento y plegamiento que afecta esta unidad.

Litología: En la margen derecha del glaciar Chico, en las nacientes del río Diablo (sur del lago San Martín) en la margen este del glaciar Viedma, en el portezuelo del Viento y en la vega de las Vacas (Fig. 2, locali-

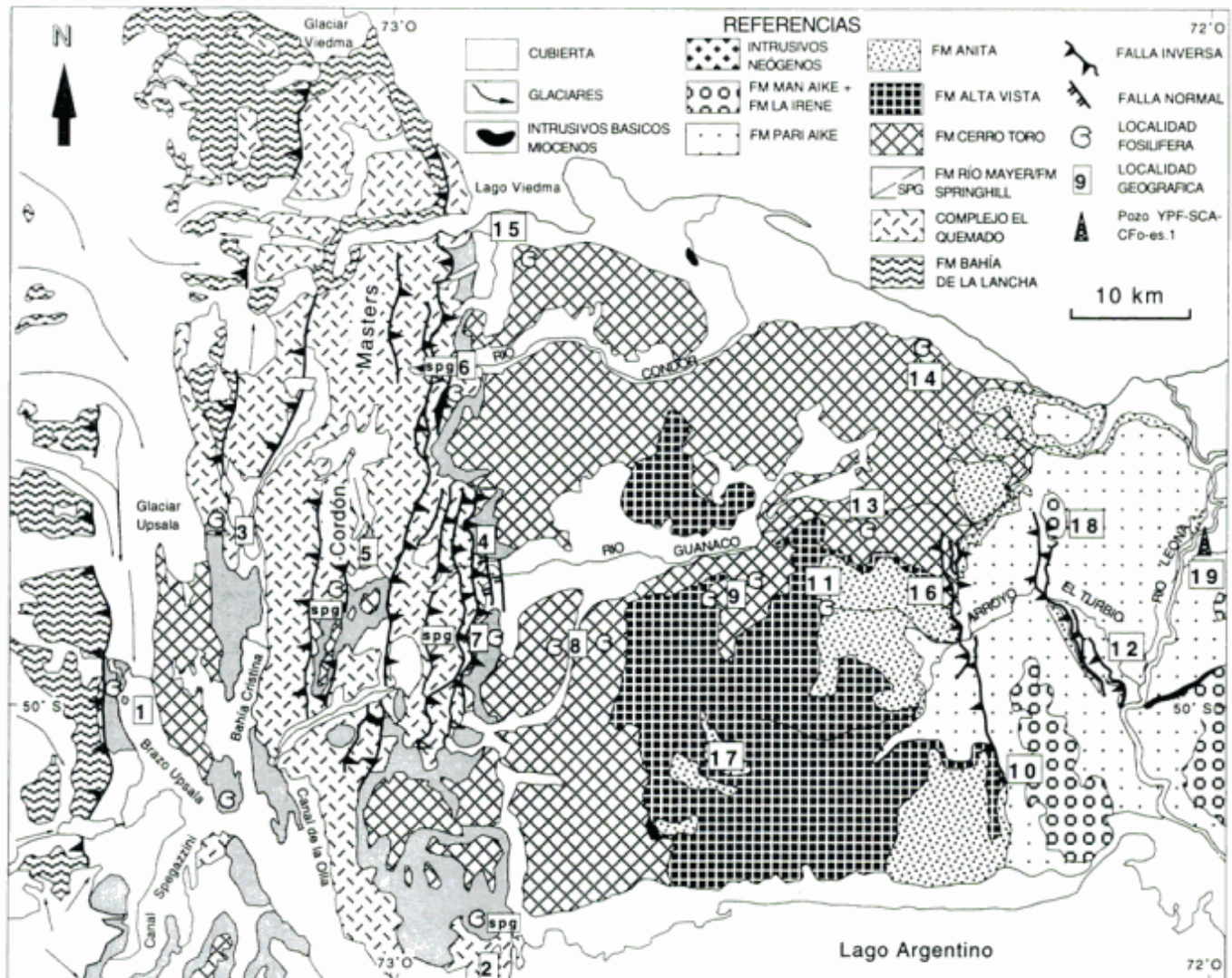


Figura 2. Mapa geológico. 1: vega de las Vacas, 2: puesto El Quemado, 3: laguna Pearson o Anita, 4: nacientes del río Guanaco, 5: lago Tannahüser, 6: nacientes río Condor, 7: oeste vega de Perez, 8: arroyo la Sola, 9: vega de los Kaikenes, 10: cañadón Hondo, 11: nacientes del arroyo El Turbio, 12: curso inferior del Arroyo El Turbio, 13: oeste estancia La Herradura, 14: puesto de la estancia Nidaros, 15: estancia Los Hermanos, 16: sur estancia La Herradura, 17: cerro El Barco, 18: puesto del Cerro, 19: pozo exploratorio Cerro Fortaleza, YPF-SCA-CFo-es-1.

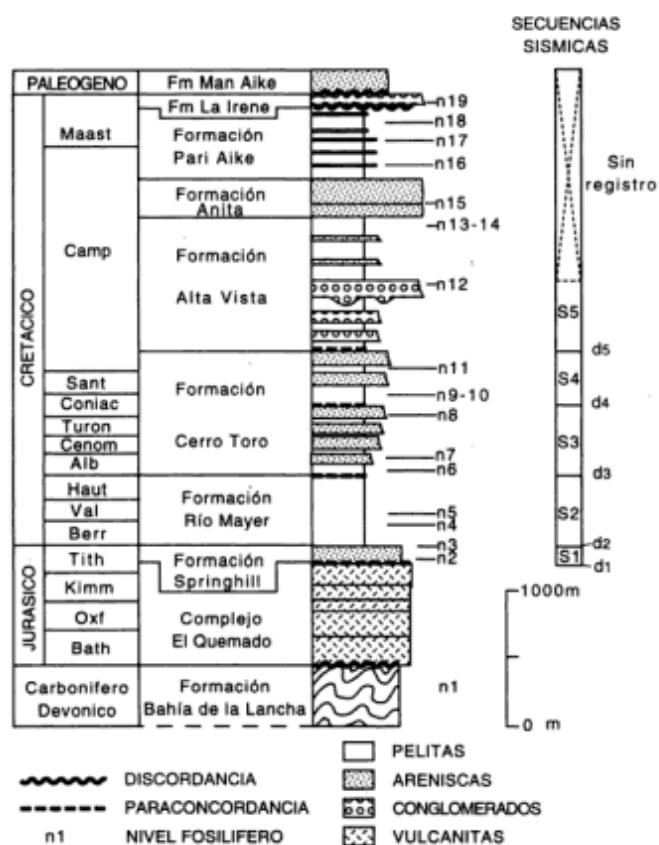


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada.

dad 1) sobre la margen oeste del glaciar Upsala, se identificaron 2 tipos litológicos bien diferenciados.

Litología 1: Caracterizada por su aspecto sedimentario, constituida por una alternancia de areniscas y pelitas con bancos cuyos espesores varían entre 0,2 a 2 m. Las areniscas son de tonos gris claro a pardo, macizas, con espesores variables entre 0,1 y 0,5 m a más de 1 m, con una granulometría comprendida entre arenisca gruesa conglomerádica a fina. Las pelitas son de color gris oscuro y aparecen intercaladas con las areniscas en ciclos granodecrecientes con espesores variables entre pocos cm hasta 3-4 m. Localmente los cuerpos areniscosos adoptan formas canalizadas con base erosiva. Son frecuentes los calcos de flujo en la base de las areniscas e internamente suelen presentar laminación ondulática. Se interpretan como depósitos turbidíticos.

Litología 2: Descriptas como filitas, se caracterizan por una progresiva pérdida de los rasgos sedimentarios, aparición de planos de foliación con brillo satinado y tonos verdosos a grises. Son comunes las inyecciones de venas cuarzosas blanquecinas y el microplegamiento. En el río Diablo las filitas (litología 2) se encuentran topográficamente por debajo de las

sedimentitas, mientras que en la margen este del glaciar Viedma y en la margen oeste del glaciar Upsala las filitas aparecen intercaladas mediando zonas de cizallamiento.

Paleontología y edad: En esta formación, los escasos hallazgos paleontológicos han sido realizados en la región del lago San Martín. Frenguelli (1941) encontró una impresión referible dudosamente a *Ulodendron*, en tanto Casamiquela (1965) estudió icnitas que atribuyó a *Orchosteropus* sp.

Bonarelli y Nágera (1921) mencionan la presencia de impresiones dudosas y formas afines a *Cylindrites*. Trazas similares se hallaron en rocas sedimentarias de la margen derecha del glaciar Viedma (Fig. 3, nivel n₁) las que podrían asimilarse tentativamente a *Palaeophycus tubularis* Hall (Pemberton y Frey 1982). En la península Cancha Rayada (lago San Martín) Parma (1980) cita hongos, formas unicelulares y restos carbonosos de plantas vasculares.

Shell C.A.P.S.A. (1965) menciona el hallazgo de polen, siendo éste el único indicador válido para la asignación de edad a esta formación, que sería del Devónico tardío a Carbonífero temprano.

Complejo El Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini et al. 1938; Riccardi 1971)

Distribución y relaciones estratigráficas: Este complejo vulcano sedimentario aflora extensamente en el cordón Masters. Hacia el norte sus afloramientos se expanden en tanto hacia el sur tienden a desaparecer al este del canal de la Olla, brazo norte del lago Argentino (Fig. 2).

Apoya discordantemente sobre la Formación Bahía de la Lancha (Nullo et al. 1978) (Fig. 3) aunque en ciertas localidades (lago San Martín o cuenca del río de las Vueltas, al norte del lago Viedma) se intercalan, discordantes sobre dicha formación y en pasaje gradual al Complejo El Quemado, niveles clásticos rojizos denominados Formación Arroyo de la Mina (Riccardi 1971). En las nacientes del río Guanaco (Figs. 2 y 10, localidad 4) es cubierto en paraconcordancia por la Formación Springhill o, al faltar ésta, por la Formación río Mayer, en tanto que en el puesto El Quemado (Fig. 2, localidad 2) (Feruglio 1944; Furque 1973), curso superior del arroyo Las Hayas y en la laguna Pearson o Anita (Fig. 2, localidad 3) al norte de la bahía Cristina, media un intervalo transicional en que alternan sedimentitas y capas volcánicas.

Espesor: El espesor de esta unidad varía según la localidad. Katz (1963) menciona más de 1000 m para la región de Ultima Esperanza (Chile); Feruglio (1944) le asigna más de 500 ó 600 m en la región del

lago Argentino, en tanto Furque (1973) para la misma región señala más de 1000 m. Riccardi (1971) observa entre 150 y 500 m, como máximo, en el lago San Martín. Según observaciones realizadas en el cordón Masters el espesor de esta unidad varía entre 700 y 750 m, pero sufre frecuentes variaciones debido al tectonismo que la afectó.

Litología: En la región del lago San Martín y norte del lago Viedma Riccardi (1971) y Nullo *et al.* (1978) reconocen dos subunidades o miembros informales, uno inferior de naturaleza volcánica compuesto de andesitas dacitas y riocacitas, aglomerados volcánicos andesíticos y tobas mesosilíceas con predominio de tonos morados, y otro superior piroclástico compuesto de areniscas volcánicas y tufáceas, tobas vítreas y cristalovítreas, tufitas e ignimbritas dacíticas de tonos claros, pardo amarillento blanquecino. En la región estudiada se halla bien representado el miembro inferior y aunque no se ha reconocido la subunidad superior, en la zona del puesto El Quemado afloran potentes niveles piroclásticos con escasa continuidad lateral. Asimismo en el curso superior del río Guanaco niveles constituidos por mantos de dacitas y riocacitas muestran un incremento en la participación piroclástica hacia el techo (Becchio 1990).

Los afloramientos de esta unidad se reconocen fácilmente por los tonos amarillentos, anaranjados y blanquecinos de los niveles volcánicos que contrastan con los tonos oscuros de las unidades que le infra y suprayacen. Poseen una grosera tabularidad reconocible a distancia y su morfología erosiva consiste en abruptos escarpes afilados que limitan cuevas con pendientes variables en las que suelen preservarse restos de la cubierta sedimentaria.

Edad: En los términos superiores del Complejo El Quemado, Feruglio (1944) menciona intercalaciones pelíticas entre los niveles porfíricos, con restos de braquiópodos, bivalvos y cefalópodos. De acuerdo a la fauna descripta (Feruglio 1936-1937), dicho autor asigna una edad tithoniana temprana a los últimos niveles porfíricos. Por su parte, Blasco *et al.* (1979) describen un perfil en el arroyo de los Loros, inmediatamente por encima de porfiritas del Complejo El Quemado, portador de una fauna de edad tithoniana temprana a tithoniana media.

Una riocacita de la península Cancha Rayada (lago San Martín) dió una edad de 166 ± 10 Ma (Parma 1980). Una datación radimétrica de los niveles superiores del Complejo El Quemado en la sierra de Sangra (al norte del lago San Martín) arrojó una edad de 158 ± 10 Ma (Nullo *et al.* 1978). Estos valores son atribuibles respectivamente al Bathoniano y Caloviano según la escala de Cowie y Basset (1989). Estudios geocronológicos Rb-Sr de Pankhurst *et al.* (1993) indican isócronas de 136,6 Ma pa-

ra rocas del Complejo El Quemado de la zona del lago Pueyrredón y de 168,2 Ma para el "Complejo Chon Aike".

Dataciones realizadas en vulcanitas y piroclásticas del Complejo Bahía Laura, aflorantes en el Gran Bajo de San Julián, arrojaron edades de 161-160-157 y 149 ± 10 Ma (Bathoniano-Calloviano) (Spalletti *et al.* 1982). Dataciones realizadas por de Barrio (1993) corroboran los valores atribuidos al Complejo Bahía Laura.

De acuerdo al total de datos disponibles, el Complejo El Quemado tendría una edad jurásica media a tardía y en la región del lago Argentino los niveles más jóvenes corresponden al Tithoniano.

Formación Springhill (Thomas 1949b)

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta formación fué observada por primera vez en la región, por Blasco *et al.* (1979) en el arroyo de los Loros. Nuevos afloramientos pertenecientes a esta unidad se han detectado en el lago Tanhäuser (Fig. 2, localidad 5), nacientes del río Cóndor (Fig. 2, localidad 6), al oeste de la vega de Perez (Fig. 2, localidad 7), nacientes del río Guanaco (Fig. 2, localidad 4) y en la laguna Pearson o Anita (Fig. 2, localidad 3).

Esta formación apoya en paraconcordancia o discordancia sobre las rocas del Complejo El Quemado, y sobre ella yacen en concordancia las pelitas de la Formación Río Mayer. El pronunciado acuñamiento lateral observado en los afloramientos de las nacientes del río Guanaco sería consecuencia de la sedimentación en depresiones asociadas a fallamiento normal (Fig. 10). En zonas centrales de mayor subsidencia la Formación Springhill apoyaría en paraconcordancia sobre el Complejo El Quemado, en tanto hacia los altos estructurales la relación sería de paraconcordancia o discordancia con supresión de niveles inferiores.

Espesor: El espesor medido en el arroyo de los Loros por Blasco *et al.* (1979) es de 98 m, en tanto en la vega de Perez se midió un mínimo de 70 m (Fig. 3).

Litología: En los afloramientos al oeste de la vega de Perez, por encima de vulcanitas y tobas del Complejo El Quemado, se inicia una sucesión de areniscas calcáreas, fétidas, gris oscuras de grano medio a grueso, que se alternan con pelitas y areniscas finas, de menor resistencia a la erosión que conforman bancos de hasta 15 m de potencia. En los niveles basales son frecuentes los restos de bivalvos plantas y amonites de grandes dimensiones.

La sucesión del arroyo de los Loros, descripta por Blasco *et al.* (1979), está constituida por areniscas de tonos claros con intercalaciones de carbón en la base,



1a



1b



2a



2b



3

niveles de arcilitas limosas y areniscas por encima que se interestratifican con arcilitas gris oscuras pasando bruscamente a las pelitas de la Formación río Mayer. En el curso superior del arroyo Las Hayas consiste en una asociación de areniscas y limoarcilitas con restos de plantas y niveles piroclásticos (Arbe 1988).

Paleontología y edad: En la sección medida al oeste de la vega de Perez, se hallaron amonites cercanos a la base de la secuencia: (Fig. 3, nivel n_2) *Aspidoceras* cf. *andinum* Steuer (Fig. 4.1a, b), *Aulacosphinctoides* cf. *smithwoodwardi* (Uhlig) (Fig. 4.2a, b), *Aulacosphinctoides* sp., *Choicensisphinctes* cf. *erinoides* (Burckhardt), algunos de estos últimos de gran tamaño, y a 70 m de la base: (Fig. 3, nivel n_3) *Subplanites* sp. (Fig. 4.3). El conjunto puede ser referido a la parte alta del Tithoniano temprano y al Tithoniano medio (Figs. 3 y 12). En el arroyo de los Loros esta unidad es portadora de una fauna de cefalópodos que según Blasco de Nullo *et al.* (1979) incluye *Aspidoceras* cf. *haupti* Krantz, *Aulacosphinctoides* sp., *Virgatosphinctes* sp. y bivalvos tales como *Geukensia* ? sp. que permiten asignarle una edad tithoniana temprana a tithoniana media.

En la Bahía de la Lancha, lago San Martín, la Formación Springhill fué atribuida al Berriasiano (Riccardi 1976, 1977) sobre la base de la presencia de los géneros *Jabronella* Nikolov, *Delphinella* Le Hegarat y *Neocosmoceras* Blanchet. Estudios micropaleontológicos en niveles de esta formación en la Bahía de la Lancha y en el pozo Y.P.F.SCA.C.So.39 (Cañadón Salto) al sur del río Coyle, en el borde oriental de la Cuenca Austral, indican una edad valanginiana (Kielbowicz *et al.* 1983). Las diferencias de edad halladas se explican postulando una transgresión que se habría iniciado en el Oxfordiano - Kimmeridgiano, en el sur de la cuenca, y que tendría edades cada vez más jóvenes hacia el norte y noreste (Riccardi y Rolleri 1980).

Formación Río Mayer (Hatcher 1897; *nom. subst.* Riccardi 1971)

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta unidad se encuentra ampliamente difundida en la Cordillera Patagónica Austral, aflorando en la región estudiada principalmente en los flancos y extremo sur

del cordón Masters, sectores adyacentes al glaciar Upsala, bahía Cristina y canal Spegazzini (Fig. 2).

Apoya en paraconcordancia sobre las vulcanitas del Complejo El Quemado en sectores, y en otros lo hace en concordancia o paraconcordancia sobre los niveles clásticos de la Formación Springhill. La Formación Cerro Toro le sobreyace en paraconcordancia (Arbe y Hechem 1984a).

Espesor: Los espesores de esta unidad son variables regionalmente. Furque (1973) midió 450 m en el cerro Hobler, en tanto en las nacientes del río Guanaco se midió una sección de 400 m de pelitas pero sin alcanzar el contacto con la Formación Cerro Toro. Si se homologan los reflectores d_2 y d_3 (Figs. 9 y 11) con la base y el techo de esta unidad, los espesores varían entre 350 y 500 m, similares a los obtenidos en el pozo Y.P.F. SCA. CFo. es-1 (Fig. 7)

En el lago San Martín, Riccardi (1971) le asigna un espesor de 700 m; en tanto al sur del lago Argentino en la región del Payne (Chile) Soffia y Harambour (1988) indican para rocas equivalentes un espesor variable entre 800 y 1200 m.

Litología: Son pelitas laminadas de color gris oscuro a negro con fisilidad marcada. En los niveles inferiores con fractura astillosa y abundantes bancos calcáreos intercalados con espesores de hasta 4 cm, con colores de alteración pardo rojizo y relieve positivo. Son frecuentes hacia arriba los niveles con concreciones de tamaño variable, colores de alteración pardo rojizo y en superficie fresca grises. Esas características se han observado hasta los afloramientos más occidentales de la margen derecha del glaciar Upsala.

Los niveles basales se diferencian de la Formación Springhill por su relieve erosivo positivo, tonos rojizos y gran continuidad lateral (Fig. 5), en tanto los niveles superiores poseen tonos oscuros y relieve erosivo suave y negativo con respecto a la Formación Cerro Toro que la suprayace.

Paleontología y edad: Esta unidad se caracteriza por poseer una abundante fauna de cefalópodos correspondiente a diferentes pisos del Cretácico inferior. Nullo *et al.* (1981a) mencionan formas berriasianas para los afloramientos del lago Tanhäuser (Fig. 2, localidad 5) en tanto Riccardi y Rolleri (1980) citan para la región al norte del lago Argentino asociaciones características del Hauteriviano - Barremiano, Barremiano - Aptiano, Aptiano - Albiano y Cenomaniense.

En una sección medida al oeste de la vega de Perez, se identificaron 2 niveles fosilíferos, uno inferior: (Figs. 3 y 12, nivel n_4) *Berriasella* cf. *behrendse* Burckhardt (Fig. 5.1), *Jabronella* cf. *michaelis* (Uhlig) (Fig. 5.2), *Subthurmannia* sp., *Phyllopachyceras aureliae* (Feruglio) (Fig. 5.3) del Berriasiano tardío, y otro superior: (Figs. 3 y 12, nivel n_5) *Kilia-*

Figura 4: 1a-b, *Aspidoceras* cf. *andinum* Steuer, vistas lateral y ventral (MLP 27728); 2a-b, *Aulacosphinctoides* cf. *smithwoodwardi* (Uhlig), vistas lateral y ventral (MLP 27729); 3, *Subplanites* sp., vista lateral (MLP 27730). Oeste de la Vega de Pérez, Formación Springhill, Tithoniano temprano - medio. Todas las figuras X1.

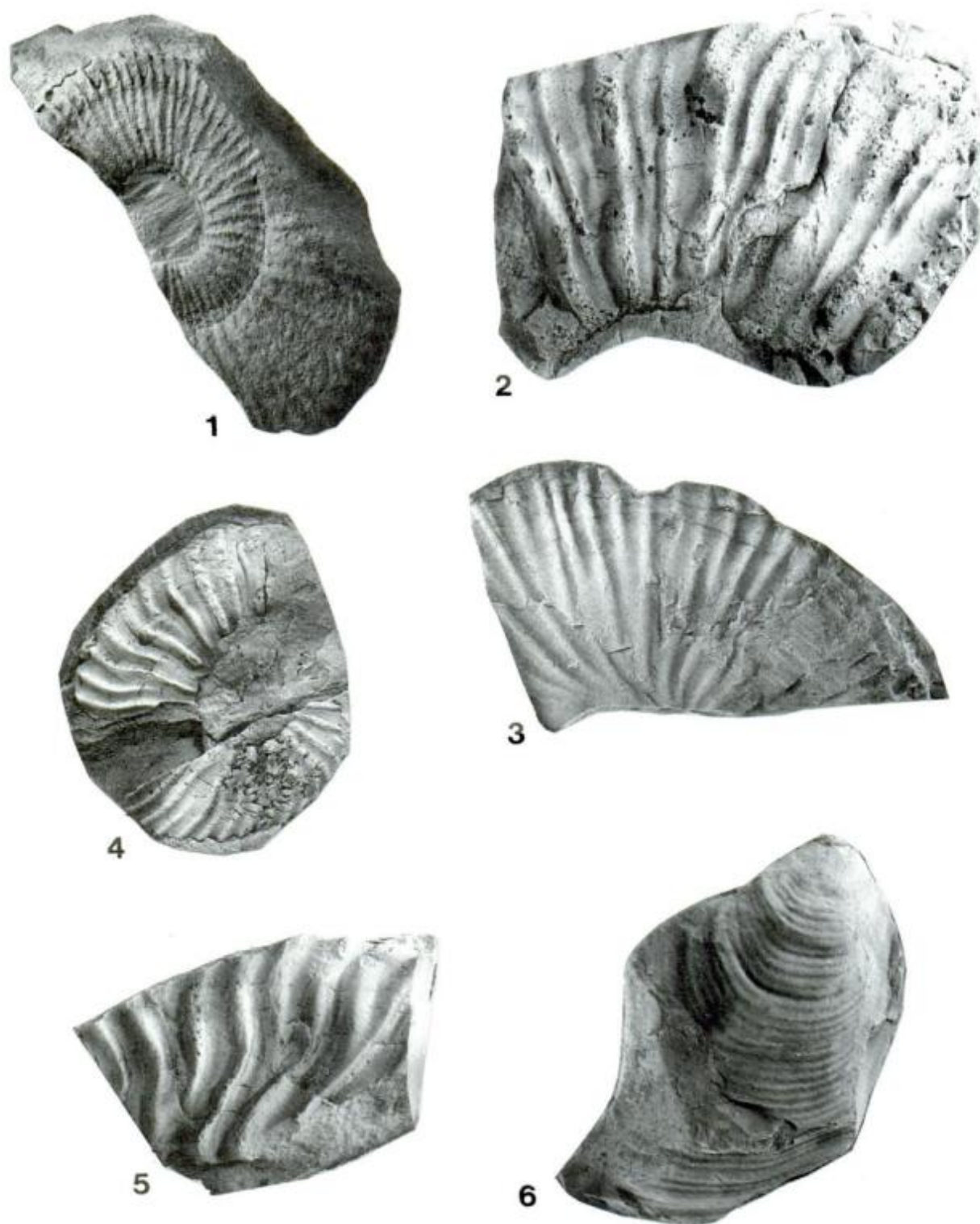


Figura 5: 1, *Berriasella* cf. *behrendseni* Burkhardt, vista lateral (MLP 27731); 2, *Jabronella* cf. *michaelis* (Uhlig), vista lateral (MLP 27732); 3, *Phyllopachyceras aureliae* (Feruglio), vista lateral (MLP 27733); 4, *Kilianella* sp., vista lateral (MLP 27734); 5, *Busnardoites?* cf. *campylotoxus* (Uhlig), vista lateral (MLP 27735). Oeste de la Vega de Pérez, Formación Río Mayer; 1-3, Berriasiano tardío; 4-5, Valanginiano temprano, 6, *Birostrina* cf. *concentrica* (Park.), valva derecha (MLP 27736). Arroyo La Sola, Formación Cerro Toro, Albiano tardío - Cenomaniaco temprano. Todas las figuras X1.

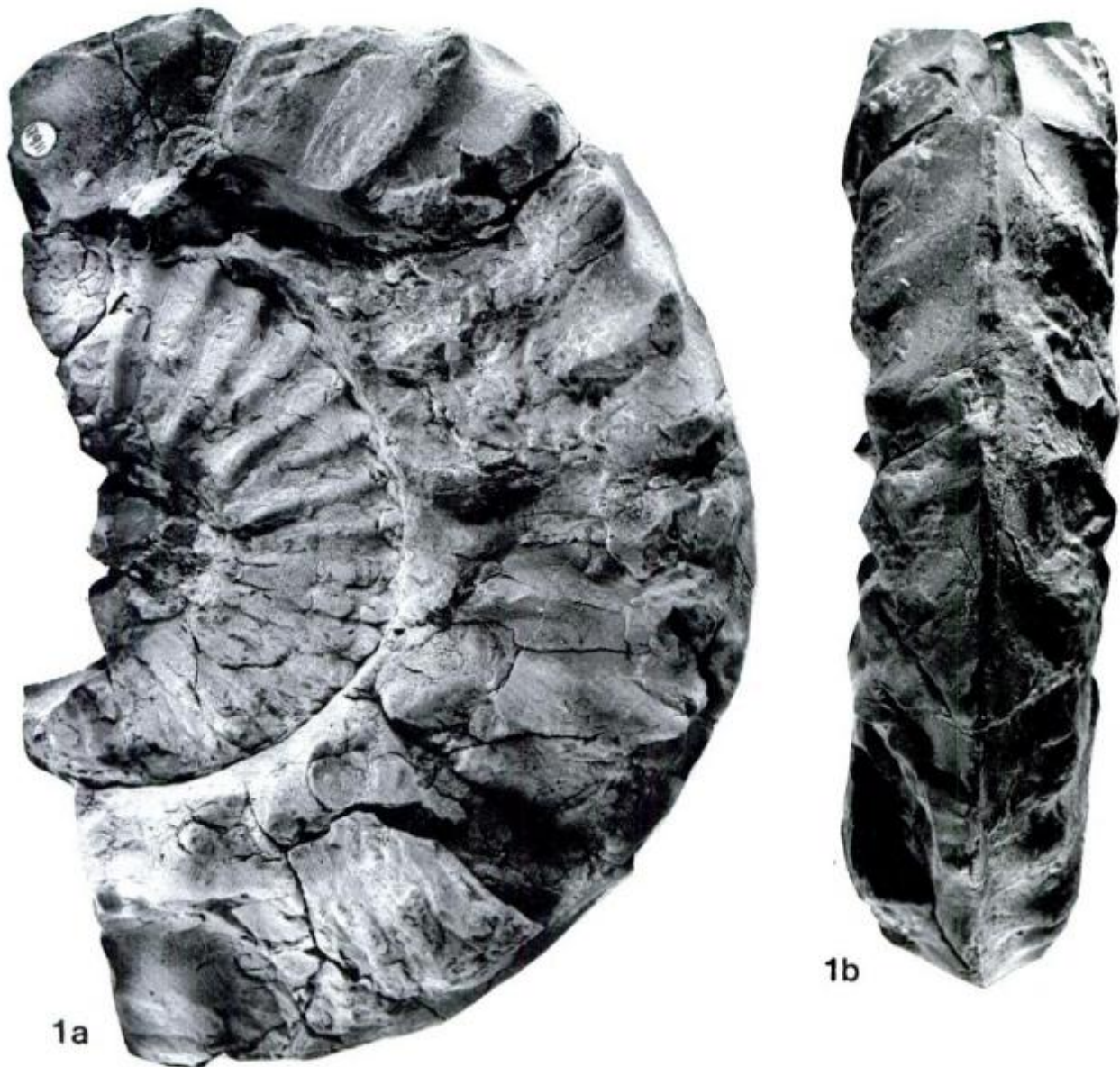


Figura 6: 1a-b, *Mortoniceras* cf. *arietiforme* (Spath), vista lateral y ventral (MLP 19711). Arroyo de las Hayas, Formación Río Mayer, Albiano tardío. X1.

nella sp. (Fig. 5.4), *Neocomites* sp., ?*Subthurmannia* sp., *Busnardoites* ? cf. *campylotoxus* (Uhlig) (Fig. 5.5) del Valanginiano temprano.

Arbe y Hechem (1984a) han referido el techo de esta unidad al Albiano tardío sobre la base de fósiles provenientes del arroyo de las Hayas. El material contiene el amonite *Mortoniceras* cf. *arietiforme* (Spath) (Fig. 6.1) que certifica tal edad.

Formación Cerro Toro (Cecioni 1955; Katz 1963)

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta uni-

dad se distribuye ampliamente en las cuencas de los ríos Cóndor y Guanaco, en tanto sus mejores exposiciones se encuentran en el faldeo oeste del cordón Masters y margen este del glaciar Upsala (Fig. 2). Apoya en paraconcordancia sobre la Formación Río Mayer y en idéntica relación subyace a la Formación Alta Vista.

Espesor: Su espesor medido en el cerro Horqueta es de 1050 m (Arbe y Hechem 1984a), en tanto el espesor medido en las margenes este y oeste del arroyo La Sola (Fig. 2, localidad 8) alcanza un mínimo de 880 m (Figs. 3 y 12).

Litología: Se han identificado 4 litofacies.

Litofacies CTO 1

Son pelitas de color gris oscuro, masivas, en bancos de 0,4 a 1 m de espesor, alternantes con areniscas gris verdoso oscuro de 0,01 a 0,02 m de espesor con microentrecruzamiento. La relación pelita/arenisca es siempre superior a 4. En los niveles pelíticos son frecuentes las concreciones ovoidales, pardo rojizas y estructuras algales con cemento carbonático, estando el conjunto atravesado por diques clásticos de 0,05 a 0,10 m de potencia. En esta litofacies se incluye a las "litofacies de arcilitas y limolitas cíclicas", y "litofacies de arcilitas laminadas" de Arbe y Hechem (1984a).

Las intercalaciones de niveles color gris claro, calcáreos, tobáceos en esta litofacies, permite identificar rápidamente los niveles basales de esta unidad en el faldeo este del cordón Masters.

Litofacies CTO 2

Se caracteriza por una alternancia de pelitas con espesores entre 0,20 y 0,50 m y areniscas con espesores entre 0,05 y 0,10 m. Estas últimas presentan microentrecruzamiento, estratificación tabular y base plana erosiva sobre las pelitas, en ciclos de 0,2 a 0,5 m. La relación pelita/arenisca es superior a 2.

En la sección La Sola oeste se han observado niveles con estructuras de deformación sinsedimentaria que biselan parcialmente esta litofacies. Suele presentarse asociada a la litofacies CTO 1, vertical y lateralmente. Es equivalente a la litofacies de "turbiditas delgadas" de Arbe y Hechem (1984a).

Litofacies CTO 3

Está compuesta por areniscas en bancos de hasta 0,20 m con gradación positiva y microentrecruzamiento, que rematan en niveles pelíticos con laminación plana paralela. Conforman ciclos granodecrecientes de 0,2 a 0,5 m con frecuentes intraclastos pelíticos en la base. Son comunes las bioturbaciones. Arbe y Hechem (1984a) mencionan bioturbaciones "del tipo *Zoophycus*, *Helminthoides*, *Poliphyllum*, *Chondrites* etc. junto a escasos restos de *Inoceramus* cf. *steinmanii*". Esta litofacies equivale a la de "turbiditas clásicas" de dichos autores.

Litofacies CTO 4

Constituida por areniscas amarillento blanquecinas con espesores de hasta 1 m. Poseen gradación interna normal, con base erosiva con intraclastos, alcanzando una granulometría de arena gruesa a gra-

va fina. Son frecuentes las amalgamaciones que incrementan la potencia de los bancos. Los ciclos suelen rematar en delgados niveles pelíticos grises. Las estructuras internas más comunes son el microentrecruzamiento y las estructuras de escape de agua. Esta litofacies sería equivalente a la de "areniscas gradadas" y "areniscas con escape de agua" de Arbe y Hechem (1984a). Las litofacies de "limolitas y margas" y "areniscas verdes masivas" descritas por dichos autores no fueron identificadas en los perfiles del arroyo La Sola.

La asociación de litofacies permite definir cuatro secuencias grano y estrato - crecientes (Fig. 12). Las dos primeras podrían corresponder al miembro inferior de la Formación Cerro Toro *sensu* Arbe y Hechem (1984a) en tanto las otras dos se correlacionarían con el miembro superior.

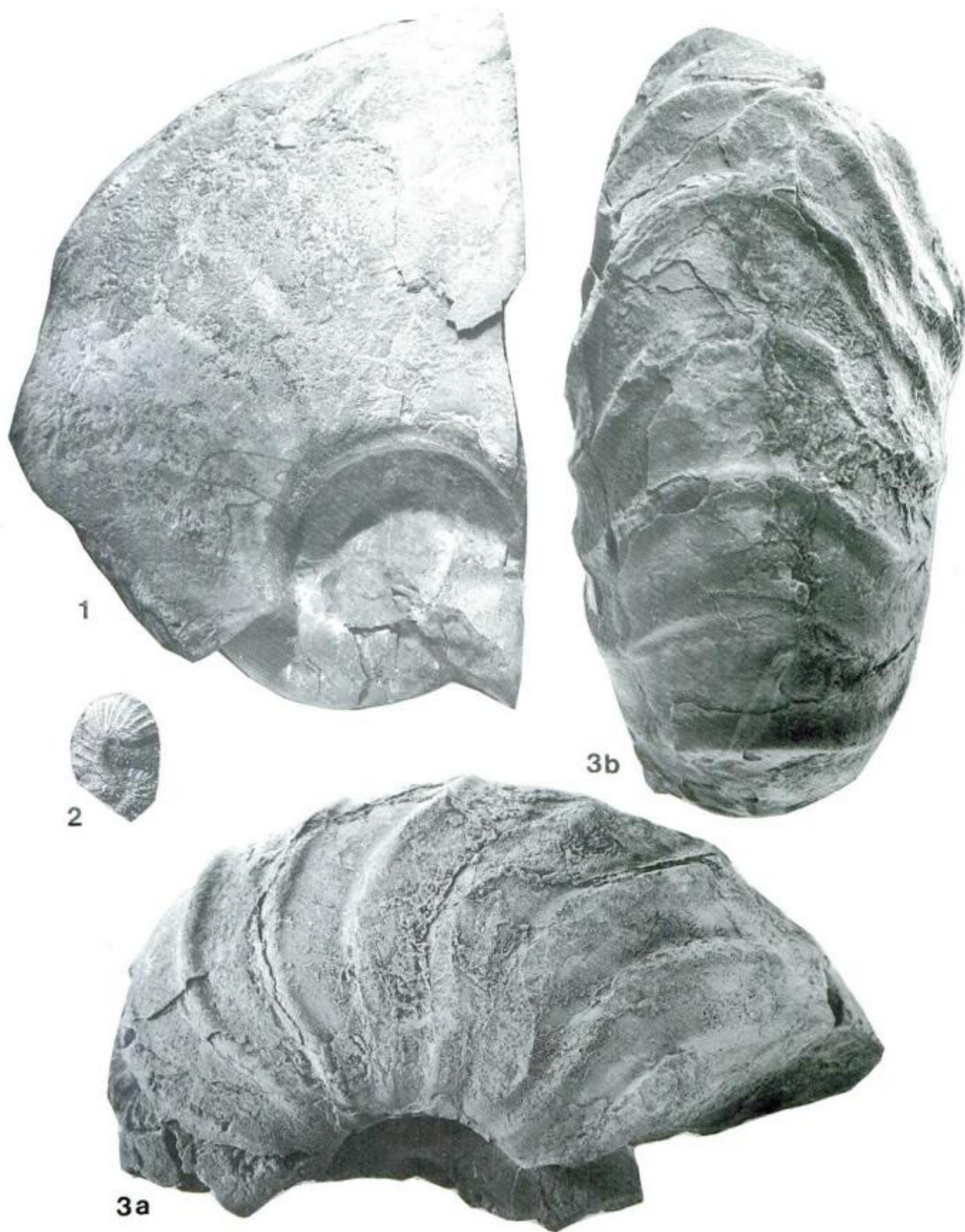
Los Miembros inferior y superior de la formación Cerro Toro se correlacionan con las secuencias sísmicas S3 y S4 limitadas por las discordancias d3, d4 y d5 respectivamente (Figs. 9 y 12).

Esta unidad se reconoce por sus tonos grises oscuros y un típico perfil de erosión duro - blando alterante, de relieve positivo en relación a la unidad que le infrayace (Formación Río Mayer). Hacia el este la morfología erosiva es más suave por la menor participación samítica.

Paleontología y edad: Se han identificado varios niveles portadores de fauna. Asociados a la litofacies CTO 1 en el arroyo La Sola, (Figs. 3 y 12, nivel n₆) (Fig. 2, localidad 8) se ha hallado *Birostrina* ? cf. *concentrica* (Park.) (Fig. 5.6). Esta especie se halla en el Albiano medio - tardío y podría llegar al Cenomaniano temprano. Por encima se han hallado varios niveles portadores de *Inoceramus* sp. (Fig. 12, nivel n₇). Asociado a las litofacies CTO1 y CTO2, pero en posición estratigráfica superior, se halló un amonite de grandes dimensiones (Fig. 12, nivel n₈) determinado como *Pachydesmoceras* ? sp. cuya edad se ubicaría en el lapso Cenomaniano - Coniaciano temprano. Por encima y en la margen este del arroyo La Sola (Fig. 2, localidad 8), se hallaron restos de bivalvos y amonites (Fig. 12, nivel n₉) que corresponderían a ? *Pachydiscidae* indet. y *Gauthiericeras* cf. *santacruce* (Leanza) (Fig. 8.1) referibles al Coniaciano medio - tardío.

En una posición estratigráfica similar, pero en la vega de los Kaikenes (Fig. 2, localidad 9), se han

Figura 7: 1, *Austiniceras* cf. *A. ? magellanicus* (Leanza), vista lateral (MLP 27737a); 2, *Scaphites* cf. *obliquus* J. Sowerby, vista lateral (MLP 27737b). Estancia Los Hermanos, Cenomaniano. 3a-b, *Pachydesmoceras* cf. *linderi* de Grossouvre, vistas lateral y ventral (MLP 27738). puesto El Alamo, Formación El Alamo, Turonian tardío. Fig. 1, X0,50; Figs. 2 y 3a-b, X1.



identificado (Fig. 12, nivel n_{10}) ?*Eupachydiscus* sp., y *Gauthiericeras* cf. *santacrucense* (Leanza) referidos al Coniaciano medio-tardío.

Por encima, tanto en la margen este del arroyo La Sola (Fig. 2, localidad 8) como en la vega de los Kaikenes (Fig. 2, localidad 9) se han identificado (Fig. 12, nivel n_{11}) *Inoceramus* cf. *steinmanni* Wilckens, *Inoceramus* cf. *andinus* (Wilckens) y *Sphenoceras* cf. *lingua* (Goldfuss) (Fig. 8. 3). Esta última especie en Europa indica el Santoniano tardío-Campaniano temprano. En el puesto de la estancia Nidaros (Fig. 2, localidad 14) se halló *Neopuzosia* ? cf. *guanaquensis* Blasco de Nullo et al. 1980, *Mesopuzosia* ? sp. y *Gaudryceras glaneggense* (Redtenbacher). Al oeste de la estancia La Herradura (localidad 13, fig. 2) se halló un amonite de gran tamaño *Mesopuzosia* ? sp., y *Gauthiericeras* cf. *santacrucense* (Leanza) referido al Coniaciano medio-tardío.

En la estancia Los Hermanos, en la margen este del arroyo Mylodon (Fig. 2, localidad 15) se halló *Puzosia* sp., y por encima *Austiniceras* cf. *A. magellanicus* (Leanza) (Fig. 7.1) y *Scaphites* cf. *obliquus* J. Sowerby (Fig. 7. 2), especie esta última de edad cenomaniana.

Arbe y Hechem (1984a) mencionan la presencia de restos indeterminables de amonites y consideran que el hallazgo de *Calycoceras* sp. descrito por Riccardi (1979) provendría de los niveles basales de esta formación, asociado a la "litofacies de arcilitas y limolitas cíclicas". Al miembro inferior de esta formación le asignan una edad cenomaniana - turoniana sobre la base de la presencia de *Calycoceras* sp. e *Inoceramus* cf. *hobetsensis* Nagao, en tanto consideran el miembro superior como de edad coniaciana - santoniana.

En este trabajo, los amonites y bivalvos hallados en la sección inferior de esta formación (niveles n_6 - n_7 - n_8) atestiguarían una edad en el lapso Albiano tardío-Cenomaniano temprano a Coniaciano temprano para el miembro inferior; en tanto los hallados en el superior permitirían asignarle una edad coniaciana media - tardía (niveles n_9 - n_{10}) a santoniana tardía - campaniana temprana (nivel n_{11}).

La fauna hallada en el miembro inferior se corresponde estratigráficamente con la de los niveles medios y superiores de la sección puesto El Alamo, margen norte del lago Viedma (véase Riccardi y Aguirre Urreta 1988), los que en su parte más alta contienen *Pachydesmoceras* cf. *linderi* de Grossouvre (Fig. 7.3a-b) de edad Turoniano tardío (Riccardi y Kraemer 1996).

La fauna de estos niveles, correspondiente a la Zona de Asociación de Anapachydiscus steinmanni, fué referida al Santoniano-Campaniano inferior por Blasco de Nullo et al. (1980), Riccardi (1984), Arbe y Hechem (1984) y Kraemer (1991). Riccardi y Aguirre Urreta (1988) y Riccardi (1988) reubicaron esta zona en el Turoniano-Coniaciano al considerar que a ella

pertenecía la fauna de los niveles más altos de la sección del puesto El Alamo, margen norte del lago Viedma. Posteriormente Riccardi y Kraemer (1996) han rectificado esta equivalencia, atribuyendo la fauna de esta última localidad a la Zona de Asociación de Pachydesmoceras (Turoniano superior) y apoyando la edad santoniana-campaniana temprana de la Zona de Asociación de Anapachydiscus steinmanni.

Formación Alta Vista (Furque 1973; nom. transl. Arbe y Hechem 1984a)

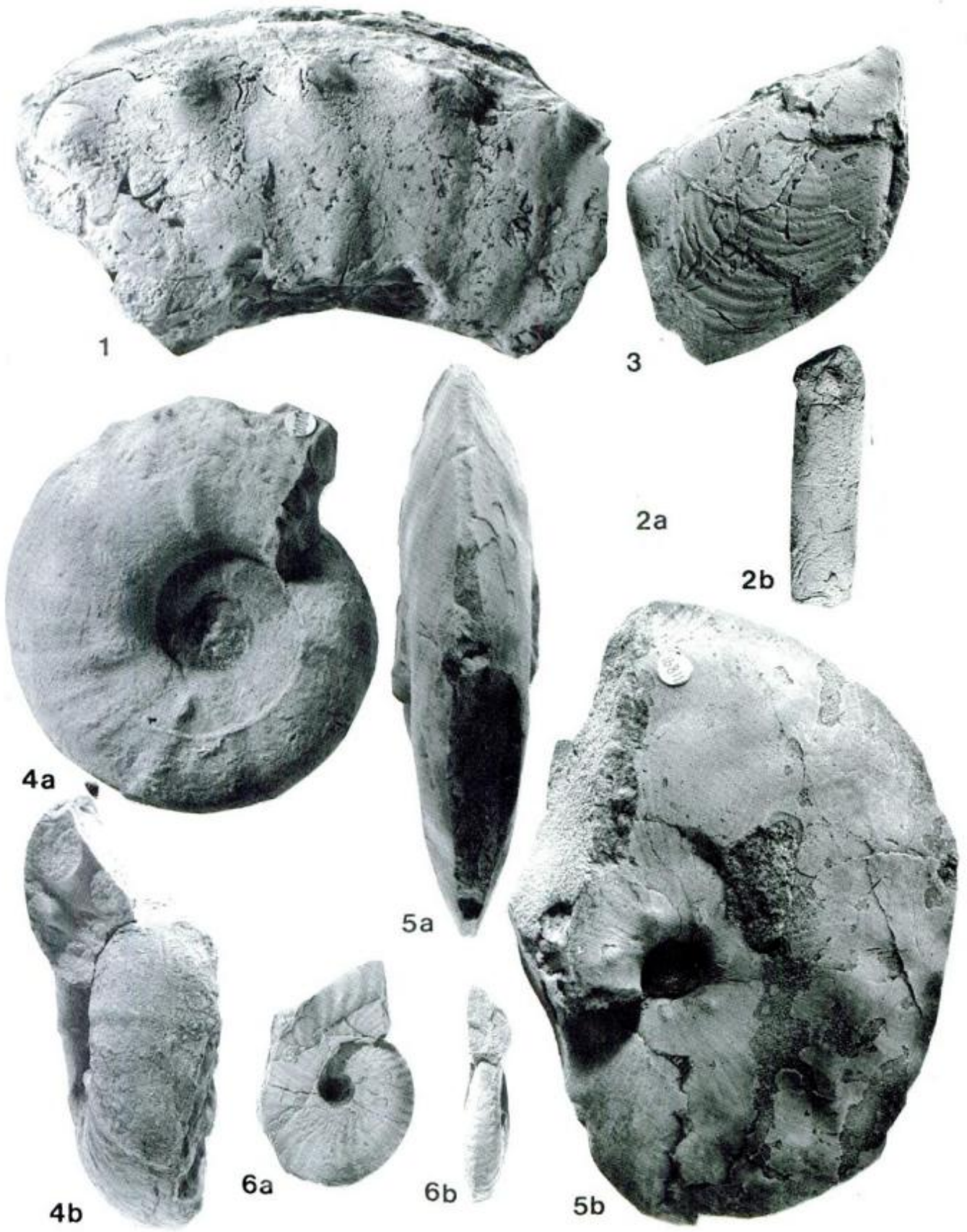
Distribución y relaciones estratigráficas: Esta unidad aflora exclusivamente al este del cordón Masters al norte y sur del río Guanaco (Fig. 2). Apoya en paraconcordancia sobre la Formación Cerro Toro y le sobreyace en concordancia la Formación Anita (Figs. 3 y 12).

Espesor: El espesor del miembro inferior es de aproximadamente 250 m entre el arroyo Horqueta y el Cañadón Hondo (Fig. 2, localidad 10), en tanto el miembro superior varía entre 70 y 100 m en el cauce inferior del arroyo El Turbio (Arbe y Hechem 1984a, b). El espesor medido al oeste de la vega de los Kaikenes es del orden de los 500 m para el miembro inferior (Kraemer 1991).

Esta formación se reconoce por la brusca aparición de bancos potentes de areniscas y conglomerados de tonos amarillento blanquecinos, contrastantes con las pelitas y areniscas con estratificación delgada y tonos gris oscuros de la Formación Cerro Toro. Suele formar un paisaje de cuevas y barrancos similar a la Formación Anita en algunos lugares, pero es diferenciable por la escasa continuidad lateral de los bancos debida a acuñamiento.

Litología: Miembro inferior: Litofacies AVI1: Son areniscas gruesas a conglomerádicas, amarillento blanquecinas que gradan a areniscas medianas a finas. Poseen estratificación lenticular con base erosiva. Son frecuentes las amalgamaciones formando espesores de hasta 3 m, en los que fragmentariamente se reconocen niveles pelíticos desmembrados y englobados en una matriz areniscosa.

Figura 8: 1, *Gauthiericeras* cf. *santacrucense* (Leanza), vista lateral (MLP 27739), Coniaciano medio - tardío; 2, *Baculites* cf. *hirki* Matsumoto, vistas lateral y transversal (MLP 27740); 3, *Sphenoceras* cf. *lingua* (Goldfuss), valva derecha (MLP 27741). Santoniano tardío-Campaniano temprano. Arroyo La Sola, Formación Cerro Toro. 4a-b, *Anapachydiscus* cf. *hauthali* (Paulcke), vistas lateral y ventral (MLP 20872); 5a-b, *Platiceras* cf. *santacrucense* Leanza, vistas ventral y lateral (MLP 16811); 6, *Parabinneyites paynensis* (Favre), vista lateral y ventral (MLP 16807). Arroyo El Turbio, Formación Alta Vista, Campaniano temprano. Todas las figuras X1.



Al disminuir la granulometría hacia arriba, son frecuentes las megaóndulas de hasta 0,20 - 1,5 m de longitud de onda, con restos de plantas. Los ciclos rematan en niveles de pelitas grises con potencias de 3 - 4 m.

En la parte media del miembro inferior se observan niveles conglomerádicos con clastos de hasta 0,03 m de diámetro, con base erosiva neta y morfología de relleno de canal. Alcanzan un ancho de hasta 5 m con potencias de más de 2 m. El eje de los mismos posee rumbo norte - sur a noroeste - sureste. Son frecuentes los fragmentos retransportados de valvas de *Gervillaria* sp. en la base de los bancos. Los mejores afloramientos se encuentran al sur del río Guanaco en el cauce superior del arroyo El Turbio. Esta litofacies es equivalente a la de "Areniscas Lenticulares" de Arbe y Hechem (1984a).

Litofacies AVI2: Son pelitas negro grisáceas, con intercalaciones de limolitas calcáreas castaño amarillentas. En estas rocas se suelen hallar restos de *Baculites* sp. Equivale a la "Litofacies de Pelitas negras" y "Litofacies de Margas y Areniscas" de Arbe y Hechem (1984a). Las litofacies AVI1 y AVI2, se presentan asociadas conformando ciclos granodecrecientes del orden de la centena de metros (Fig. 12).

Miembro superior: Litofacies AVI3: Son pelitas color negro grisáceo con laminación paralela delgada en bancos tabulares. Se intercalan areniscas amarillo verdosas finas, en bancos de hasta 0,1 m de potencia, con microentrecruzamiento. Son comunes los niveles de limolitas calcáreas y concrecionales de hasta 0,3 m de espesor. Arbe y Hechem (1984b) denominan estas rocas "Facies Y".

Litofacies AVI4: Son limolitas color gris oscuro y negro rojizas, consolidadas y silíceas entre las que se intercalan areniscas finas verde amarillentas con espesores de hasta 0,3 m, con base plana erosiva. Equivale a la "Facies Z" de Arbe y Hechem (1984a). La litofacies AVI4, suprayace a la AVI3 en secuencias granocrecientes en el arroyo El Turbio (Fig. 12).

Paleontología y edad: En el miembro inferior de esta unidad al oeste de la vega de los Kaikenes (Fig. 2, localidad 9) son frecuentes los niveles con fragmentos de bivalvos retransportados, *Gervillaria* sp. (nivel n_{12}) (Figs. 3 y 12).

En el miembro superior en las nacientes del arroyo El Turbio (Fig. 2, localidad 11) se halló *Anapachydiscus* cf. *hautali* (Paulcke) y *Argentoscaphites mutanti-bus* Blasco de Nullo *et al.* (nivel n_{13}) (Fig. 3 y 12). En el cauce inferior del arroyo El Turbio (Fig. 2, localidad 12), se encontró la siguiente asociación: *Anapachydiscus* cf. *hautali* (Paulcke), *Dentalium* sp., "*Cytherea*" *rothi* Wilckens, *Cucullaea* (?) sp., *Cinulia pauper* Wilckens (?) (nivel n_{14}) (Figs. 3 y 12). Esta asociación señalaría una edad campaniana temprana. En la misma localidad, pero en un bloque prove-

niente de los niveles superiores de la Formación Alta Vista se halló *Maorites* ? sp. (nivel n_{14}).

En material coleccionado por Arbe y Hechem (1984b) en la región del arroyo El Turbio, Riccardi identificó los siguientes taxa: Facies Y: *Anapachydiscus* ? sp. y *Parabinneyites paynensis* (Favre) (Fig. 8.6), Facies Z: *Anapachydiscus* sp. y *Placenticerias* cf. *santacruzense* Leanza (Fig. 8.5).

Riccardi (1983) refiere al campaniano temprano niveles de esta unidad que en el arroyo Centinela, margen austral del lago Argentino, contienen representantes de *Karapadites*, *Natalites* Collignon gen. y *Neogrammites* Spath. De acuerdo con la fauna hallada (niveles n_{13} y n_{14}) la edad de los niveles superiores de la Formación Alta Vista sería campaniana temprana.

Denominación y correlaciones: Furque (1973) define la Formación las Hayas, compuesta por los miembros Horqueta y Alta Vista. Riccardi y Rolleri (1980) y Riccardi (1983) incluyen las pelitas portadoras de kosmaticerátidos, que afloran en la margen sur del lago Argentino por debajo de la Formación Anita, en la Formación Cerro Toro.

Blasco de Nullo *et al.* (1980) y Nullo *et al.* (1981a-b), incluyen dichos niveles en la Formación Río Guanaco. Arbe y Hechem (1984a) elevan al Miembro Alta Vista (*sensu* Furque 1973) al rango de formación, y dividen esta en dos miembros; uno inferior de 500 m de espesor compuesto por facies de ambiente marino profundo, y otro superior con 250 m de espesor y facies de plataforma.

En este trabajo PEK comparte el criterio de Arbe y Hechem (1984a), ya que tanto la Formación Cerro Toro como la Formación Alta Vista son unidades mapeables con características de campo que permiten su diferenciación y reconocimiento. Esta unidad se corresponde con la secuencia sísmica S_5 y su base con la discordancia d_5 de subsuelo (Fig. 9).

Formación Anita (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.* 1938)

Distribución y relaciones estratigráficas: Esta unidad aflora extensamente tanto al norte como al sur del lago Argentino. En la región estudiada se pueden seguir sus afloramientos en forma casi continua desde la costa norte del lago Argentino, cuenca del arroyo El Turbio y desembocadura del río Guanaco (Fig. 2).

Esta formación se reconoce tanto al norte como al sur del lago Argentino por sus bancos blanquecino amarillentos que conforman relieves abruptos y barrancas que pueden seguirse por kilómetros dada la continuidad lateral de los mismos.

Apoya en concordancia sobre el miembro superior de la Formación Alta Vista y es cubierta en concordancia por la Formación Pari Aike (Fig. 3)

Espesor: Su espesor es de 40 a 50 m en el curso inferior del arroyo El Turbio (Fig. 2, localidad 12), 130 m al sur de La estancia la Herradura (Fig. 2, localidad 16), y de más de 255 m en el cañadón Hondo (Fig. 2, localidad 10), lo que indica un rápido incremento en el espesor hacia el oeste-suroeste (Fig. 12).

Litología: Furque (1973) divide la Formación Anita en los Miembros El Barco y Cachorro. Arbe y Hechem (1984b), dividen su Formación Anita en cuatro Miembros, La Asunción, El Barco, La Irene y Cachorro, siendo este último reconocido sólo al sur del lago Argentino.

En este trabajo se incluyen en la Formación Anita al norte del lago Argentino a los Miembros El Barco y La Asunción. Se considera que el Miembro La Irene se encuentra desvinculado estratigráficamente de los dos anteriores (véase mas abajo).

Los afloramientos situados al este de la región estudiada, en ambas márgenes del río Leona, corresponden al Miembro La Asunción. Los afloramientos al oeste del Cañadón Hondo (Fig. 2, localidad 10) corresponden al Miembro El Barco de la Formación Anita *sensu* Arbe y Hechem (1984b). El rápido incremento de espesor de este a oeste se produce a medida que los términos inferiores de la Formación Pari Aike son reemplazados por bancos areniscosos potentes, propios de la Formación Anita (Fig. 12).

Los afloramientos del arroyo El Turbio y río Leona se inician con limolitas y limolitas arenosas asociadas a areniscas finas a muy finas en secuencias inversas de tonos gris verdoso a amarillento. Se observan frecuentes calcos de carga, flujo y niveles de intraclastos en la base de las areniscas. Su espesor varía entre 0,5 y 1 m. Se encuentran tallos carbonizados, bivalvos mal conservados e indeterminables. Corresponderían a depósitos subtidales de alta energía ("Facies "N" de Arbe y Hechem 1984b).

Por encima sigue una sucesión de bancos de areniscas finas que gradan a medianas o gruesas, en parte conglomerádicas de tonos amarillentos a gris amarillentos. Presentan aspecto masivo por bioturbación, con potencias de hasta 4 m. Suelen rematar en niveles calcáreos de tonos morados con ondulitas, generalmente portadores de bivalvos y restos de tallos. Son frecuentes los entrecruzamientos a escala grande. Se interpretan como depósitos subtidales e intertidales de alta energía ("Facies O" de Arbe y Hechem 1984b).

En el cerro El Barco (Fig. 2, localidad 17), esta formación alcanza los 500 m de espesor, y en ella se reconocen 4 ciclos transgresivo regresivos de ambiente deltaico referibles al Miembro El Barco (Arbe y Hechem 1984) (Fig. 12).

Paleontología y edad: Riccardi y Rolleri (1980) citan la presencia de bivalvos y gastrópodos, y un único

amonite hallado por Feruglio (1936-1937) a 100 m de la base, "*Holcodiscus hautali* Paulcke". Dicho amonite fué posteriormente referido por Leanza (1968) al género *Pseudokossmaticeras* Spath. Finalmente fué descrito por Riccardi (1983) como *Kossmaticeras (Natalites) cf. hautali* por lo que la parte inferior de la Formación Anita sería campaniana temprana y no maastrichtiana como se había supuesto.

Por su parte Arbe y Hechem (1984b) mencionan varios niveles portadores de bivalvos y gastrópodos en su Formación Anita, asignándole en base a consideraciones estratigráficas, una edad campaniana a maastrichtiana temprana.

En los afloramientos de la costa norte del lago Argentino (cañadón Hondo) son frecuentes los niveles de bivalvos *Gervillaria* ? sp. (Figs. 3 y 12, nivel n₁₅) similares a los hallados como fragmentos en los niveles conglomerádicos de la Formación Alta Vista.

Denominación y correlaciones: Feruglio (1944 y en Fossa Mancini et al. 1938), denomina "Estratos de la Anita", a la sección inferior del "Complejo Areniscoso del Senoniano", cuyas mejores exposiciones se encuentran en la estancia homónima al sur del lago Argentino. Utiliza la misma denominación para los niveles areniscosos que se ubican por debajo de los "Estratos con Dinosaurios" o "Estratos de Pari Aike o Aiken", en los perfiles del cerro Fortaleza, barrancas Blancas, etc., al norte del lago Argentino (Feruglio 1944).

Bianchi (1967) y Furque (1973) formalizan el nombre utilizado por Feruglio (en Fossa Mancini et al. 1938) dándole rango formacional. Furque (1973) divide a su Formación Anita, de abajo hacia arriba en los Miembros El Barco y Cachorro correspondiendo este último a la transición entre las sedimentitas marinas del primero y las de origen continental de su Formación Chorrillo.

Riccardi y Rolleri (1980) mantienen el concepto original de Feruglio (1944) considerando la Formación Anita como un conjunto samítico de colores claros que apoya sobre pelitas atribuidas a la Formación Cerro Toro, e infrayace a sedimentitas continentales de la Formación Pari Aike.

Arbe y Hechem (1984b) al realizar el análisis estratigráfico de la región, dividen la Formación Anita en 4 miembros: El Barco, La Asunción, La Irene, y Cachorro. Para la región del río Leona consideran que el Miembro La Irene se dispone por encima de su Formación Cerro Fortaleza mientras el Miembro La Asunción lo hace por debajo. Posteriormente Maccellari et al. (1989) dan al Miembro La Irene rango formacional.

En este trabajo se retoma el concepto de Riccardi y Rolleri (1980) y se restringe la Formación Anita a los niveles esencialmente areniscosos que yacen sobre sedimentitas areno - pelíticas marinas de la

Formación Alta Vista o Formación Cerro Toro (*sensu* Arbe y Hechem 1984b) (arroyo El Turbio y costa sur del lago Viedma respectivamente), y son cubiertos por sedimentitas pelíticas de la Formación Pari Aike (*sensu* Riccardi y Rolleri, 1980). Se excluye de la Formación Anita así considerada al Miembro La Irene de la Formación Anita *sensu* Arbe y Hechem (1984b).

Formación Pari Aike (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.* 1938)

Distribución y relaciones estratigráficas: Aflora ampliamente en la región del río Leona, arroyo El Turbio, Cañadón Hondo y tramo inferior del río Guanaco (Fig. 2). Apoya en concordancia sobre las areniscas de la Formación Anita, (Furque 1973; Riccardi y Rolleri 1980; Arbe y Hechem 1984b) y es cubierta en discordancia (Macellari *et al.* 1989) por la Formación La Irene.

Espesor: Su espesor es variable, 350 m en el cerro Fortaleza, 500 m en barrancas Blancas (costa sur del lago Viedma) (Arbe y Hechem 1984b); en tanto al sur del arroyo El Turbio se han medido espesores mínimos variables entre 175 y 300 m (Kraemer 1991). Hacia el oeste se acuña, siendo reemplazada por la Formación Anita (Arbe y Hechem 1984b) (Fig. 12).

Litología: Esta unidad está compuesta por más de 460 m de arcilitas friables gris oscuras con un típico bandeo clarooscuro, e intercalaciones de areniscas amarillentas y pardas escasamente cementadas. Macellari *et al.* (1989) reconocen un miembro inferior constituido por ciclos granodecrecientes de areniscas arcillosas que gradan a fangolitas grises, con un espesor de 220 m. El miembro superior, de más de 240 m de espesor está constituido por arcilitas inconsolidadas verde oliva a púrpura con escasas intercalaciones de areniscas blanquecinas friables. Suelen presentarse niveles carbonosos, troncos silicificados y restos de plantas. Hacia el oeste se produce un reemplazo gradual por niveles con mayor participación clástica, en ciclos granodecrecientes compuestos por conglomerados basales con intraclastos pelíticos que pasan a areniscas con estratificación cruzada y finalmente a fangolitas rojizas.

Se interpretan estos depósitos como secuencias fluviales meandrosas. La presencia de niveles carbonosos en los niveles superiores sugieren la existencia de intervalos fluvio lacustres (Macellari *et al.* 1989). Esta unidad se reconoce por el típico paisaje de "huaiquerías" o tierra malas, de tonos grises y con un clásico bandeo claro-oscuro en la región del río Leona. Contrasta con las barrancas abruptas que forman las Formaciones Anita e Irene, que le infra y suprayacen respectivamente.

Paleontología y edad: En esta formación Arbe y Hechem (1984b) mencionan restos de *Ostrea* sp., bivalvos y gastrópodos indeterminados en su "Facies P" (Figs. 3 y 12, nivel n₁₆). En la "Facies R" indican frecuentes restos de vértebras de dinosaurios y troncos silicificados (nivel n₁₇).

Oviedo (1982) menciona en niveles equivalentes a la base de esta formación en el puesto La Asunción, la siguiente fauna: *Ostrea ultima spei* Wilckens, *Melanopsis* sp. Pholadomyidae (moldes internos) y Ostreidae (moldes internos) (nivel n₁₆). En los niveles medio y superior, se determinaron palinomorfos y una intercalación marina con microplancton (Oviedo 1982) (Fig. 12, nivel n₁₈). En base a las relaciones de base y techo, Riccardi y Rolleri (1980) asignan a la Formación Pari Aike una edad comprendida entre el Aptiano-Albiano y el Maastrichtiano.

Arbe y Hechem (1984b), en base a consideraciones estratigráficas, asignan a su Formación Cerro Fortaleza, una edad campaniana, en tanto Macellari *et al.* (1989) la asigna al Campaniano tardío.

En la región del río Leona y este del lago Viedma las relaciones estratigráficas de la Formación Pari Aike indican para la misma una edad comprendida entre el Coniaciano tardío y el Maastrichtiano.

Denominación y correlaciones: Feruglio, en Fossa Mancini *et al.* (1938) denominó "Estratos de Pari Aiken" a 250 m de arcilitas, areniscas y conglomerados con huesos de dinosaurios que se dispondrían por encima de los "Estratos de Mata Amarilla" y por debajo de los "Estratos de Man Aike" en el valle del río Sheuén. Feruglio (1944) utiliza la denominación "Estratos de Pari Aike" o "Estratos con Dinosaurios" para los niveles continentales por encima de los "Estratos de la Anita" y por debajo de los "Estratos de Man Aike", en la región del río Leona al norte del lago Argentino. Al sur de dicho lago, utilizó la denominación de "Estratos del Chorrillo", para sedimentitas continentales en posición estratigráfica similar, es decir por encima de los "Estratos de la Anita" y por debajo de los "Estratos de Calafate".

Bianchi (1967), Turic (1967, 1968), Furque (1973) y Nullo *et al.* (1981a, b), utilizan la denominación "Formación Chorrillo", para referirse tanto a los "Estratos del Chorrillo" como a los "Estratos de Pari Aiken" de Feruglio (1944). Leanza (1972) utiliza la denominación Formación Pari Aike para estratos continentales al sur del río Sheuén.

Riccardi y Rolleri (1980) denominan Formación Pari Aike a las sedimentitas continentales aflorantes en las localidades de Pari Aike, lago Cardiel, lago San Martín, margen izquierda del río Leona y derecha del río Guanaco, que apoyan sobre sedimentitas de origen marino. Correlacionan esta unidad con los "Estratos del Chorrillo" o "Formación Chorrillo" de Feruglio (1944), Leanza (1972) y Furque (1973).

Arbe y Hechem (1984b) mantienen la denominación de Formación Chorrillo para los niveles continentales aflorantes al sur del lago Argentino y proponen la denominación Formación Cerro Fortaleza para niveles aflorantes entre el cerro Fortaleza, barrancas Blancas y en ambas márgenes del río Leona, criterio al que posteriormente adhieren Macellari *et al.* (1989). Dicha separación se basa en que ambas constituirían "dos unidades litoestratigráficas fácilmente diferenciables y asociadas a ciclos depositacionales distintos" (Arbe y Hechem 1984b, p.145).

Por una cuestión de prioridad y con el objeto de evitar la proliferación de nombres formacionales entre unidades litoestratigráficas similares, en este trabajo se utiliza la denominación de Formación Pari Aike en el sentido de Riccardi y Rolleri (1980).

Formación La Irene (Arbe y Hechem 1984b; *nom. transl.* Macellari *et al.* 1989)

Distribución y relaciones estratigráficas: Afloramientos aislados de esta unidad se encuentran en ambas márgenes del río Leona (Fig. 2).

Apoya en discordancia sobre la Formación Pari Aike mediando una marcada ruptura sedimentológica en tanto la Formación Man Aike le sobreyace en discordancia angular de bajo ángulo.

Espesor: Su espesor varía entre 20 m en la zona del río Leona a más de 220 m en la localidad de Calafate (Macellari *et al.* 1989).

Litología: Esta unidad consiste de ciclos granodecrecientes de conglomerados con estratificación entrecruzada y clastos bien redondeados de hasta 12 cm de diámetro que gradan a areniscas finas y pelitas. La potencia de los ciclos varía entre 6 y 10 m, aunque frecuentemente presentan amalgamaciones. Los conglomerados presentan clastos de vulcanitas ácidas, ignimbritas, basaltos, andesitas, dioritas, cuarzo, cuarcitas, metamorfitas y chert. Se interpretan como depósitos fluviales de alta energía con escaso material fino, propio de ríos anastomosados (Macellari *et al.* 1989).

En los afloramientos del puesto del Cerro (Fig. 2, localidad 18) esta unidad se inicia con niveles areniscos y conglomerádicos con clastos de 3 a 4 cm de diámetro, tonos verdes oscuro y base erosiva entre los que se encuentran restos de troncos silicificados. Esta formación se reconoce fácilmente por un relieve erosivo positivo y tonos oscuros respecto a la Formación Pari Aike.

Edad: La presencia de bivalvos de edad terciaria (*Venericardia* sp.) en niveles carbonáticos de la Formación Calafate equivalentes a la Formación Man Aike de Feruglio (1944) (Macellari *et al.* 1989 p.231) por encima de la Formación La Irene en el puesto del Ce-

rro (Fig. 2, localidad 18) y restos de vértebras de dinosaurios en la Formación Pari Aike infrayacente, sugiere una edad maastrichtiana para esta unidad.

Denominación y correlaciones: Los niveles conglomerádicos ubicados por encima de la Formación Pari Aike, al norte del lago Argentino, fueron incluidos en la Formación Man Aike por Furque (1973), Leanza (1972) y Riccardi y Rolleri (1980) en tanto Nullo *et al.* (1981a) los comprendieron en su Formación Calafate. Arbe y Hechem (1984b) consideran esta unidad como el Miembro La Irene de su Formación Anita, en tanto Macellari *et al.* (1989) le dan rango formacional.

El criterio seguido por Arbe y Hechem (1984b) presenta el inconveniente formal y práctico de separar dos miembros de una misma Formación (miembros La Irene y La Asunción) por la Formación Cerro Fortaleza. El criterio de Macellari *et al.* (1989) de darle rango de formación, seguido en este trabajo, se basa en la clara discordancia y marcado cambio de facies que presenta esta unidad respecto a las que la limitan, aunque no se comparte necesariamente la correlación de unidades entre el norte y sur del lago Argentino.

Formación Man Aike (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.* 1938).

Distribución y relaciones estratigráficas: Al norte del lago Argentino los afloramientos de esta unidad pueden seguirse en forma casi continua en ambas márgenes del río Leona (Fig. 2). La Formación Calafate, parcialmente equivalente a la Formación Man Aike de Feruglio (1944), Macellari *et al.* (1989, p. 231), apoya en discordancia sobre la Formación La Irene al norte del lago Argentino. La Formación río Leona cubre en aparente concordancia a la Formación Man Aike (véase Riccardi y Rolleri 1980; Arbe 1987) o mediante discordancia (Russo *et al.* 1980).

La discordancia en la base de la Formación Man Aike podría vincularse a la discordancia reconocida por Riggi (1979) entre el Maastrichtiano y el Eoceno en el sector oriental de la Cuenca Austral, al *marker G7* de los geólogos chilenos (Soffia y Harambour 1988) de edad maastrichtiana, reconocida en el ámbito de la Cuenca Austral o a la discordancia del Paleoceno tardío (Biddle *et al.* 1986) según sea la edad que se le asigne a esta unidad. Macellari *et al.* (1989) ubican la discordancia de la base de esta unidad en el Paleoceno sin mayores precisiones.

Espesor: El espesor de esta unidad es del orden de los 110 m en el valle del río Leona, (Feruglio 1944; Riccardi y Rolleri 1980) en tanto Arbe y Hechem (1984b) señalan un espesor de aproximadamente 100 m en la estancia La Irene.

Litología: Esta unidad consiste de areniscas de grano mediano a grueso, generalmente con laminación diagonal y entrecruzada, de colores amarillento verdoso, con intercalaciones de conglomerados finos que desaparecen hacia el este (Riccardi y Rolleri 1980). Hacia arriba siguen areniscas calcáreas de tonos amarillentos y verdosos con restos de ostreas y estratificación entrecruzada.

Paleontología y edad: Esta unidad es portadora de una abundante fauna de bivalvos, gastrópodos y braquiópodos, dientes de selacios y fragmentos de huesos de dinosaurios. Sobre la base de las afinidades de su abundante fauna, su edad sería maastrichtiana - paleocena, (Riccardi y Rolleri 1980) o maastrichtiana (Arbe y Hechem 1984b; Manassero 1988). Nullo *et al.* (1981a) le asignan a su Formación Calafate una edad terciaria temprana, sin descartar una edad maastrichtiana, sobre la base de la presencia de palinomorfos y restos de hongos cuyos niveles superiores correlacionan con la Formación Man Aike al norte del lago Argentino.

Macellari *et al.* (1989) proponen correlacionar la Formación Man Aike al norte del lago Argentino con los niveles superiores de la Formación Calafate al sur de dicho lago, compuestos de areniscas calcáreas con abundantes colonias de brizoarios, corales, braquiópodos y bivalvos. Niveles atribuidos a esta unidad en el subsuelo serían de edad eocena media de acuerdo con su microfauna (Malumián y Nañez 1988).

Dado el carácter transgresivo de esta unidad hacia el norte, en este trabajo se adopta una edad paleocena para esta formación, pudiendo alcanzar el Maastrichtiano hacia el sur del lago Argentino (formaciones Calafate y Cerro Dorotea).

Denominación y correlación: Los límites inferior y superior de esta unidad serían las discordancias del Maastrichtiano tardío (*Marker G7* de los geólogos chilenos) y del Paleoceno tardío respectivamente, ambas identificadas por Biddle *et al.* (1986) en el subsuelo de la Cuenca Austral. Puede correlacionarse con el episodio transgresivo de edad maastrichtiana reconocido regionalmente, en el noroeste argentino, en las cuencas Atlánticas del Colorado - Salado, isla de Quiriquina en Chile, etc. (Riccardi 1987).

Dicha transgresión podría además vincularse al ascenso del nivel del mar a escala global registrado a partir de los 68 Ma (Maastrichtiano tardío) abarcando el Paleoceno y que culmina con una caída en el nivel del mar a los 58 Ma en el Paleoceno tardío (Haq *et al.* 1987).

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.* 1938), Feruglio (1944, 1949) y Piatnitzky (1938) denominaron "Estratos de Man Aike" o "Areniscas de Man Aike" a un conjunto de areniscas que afloran en la región de los ríos Shehuén y Leona por encima de los "Estratos de Pari Aiken" y debajo de los "Estratos del río Leona".

La misma denominación, formalizada, utilizaron Furque (1973), Leanza (1972) y Riccardi y Rolleri (1980). Arbe y Hechem (1984b) caracterizan su Formación Calafate como una unidad identificable al norte y sur del lago Argentino, equivalente a los "Estratos de Calafate" y parcialmente a los "Estratos de Man Aike" de Feruglio (1944). En el norte de dicho lago Arbe (1987) ubica la Formación Calafate por debajo de la Formación Man Aike.

Furque (1973) considera que la Formación Man Aike apoya concordantemente sobre la Formación Calafate, en tanto Riccardi y Rolleri (1980) correlacionan la Formación Man Aike con la Formación Cerro Dorotea de más al sur, al igual que Manassero (1988) y Macellari *et al.* (1989). Nullo *et al.* (1981a) correlacionan la Formación Man Aike con los términos más altos de la Formación Calafate.

En este trabajo se respeta la denominación original utilizada para el sector norte del lago Argentino por Feruglio (1944) y en Fossa Mancini *et al.* (1938) que alude a la localidad homónima (estancia Man Aike) ubicada 35 km al noreste de Mata Amarilla, siguiendo el criterio de Riccardi y Rolleri (1980) y se correlaciona esta formación con los términos superiores de la Formación Calafate al sur del lago Argentino.

Interpretación sismoestratigráfica y análisis de discontinuidades.

Para la interpretación se contó con 570 km de líneas sísmicas registradas al este y norte respectivamente del lago Argentino, datos de un pozo exploratorio (YPF-SCA-CFo-es-1) y su ley de velocidad (Kraemer 1991). Se seleccionaron dos líneas de buena calidad (YPF 8111 y YPF 8124-25) con el objeto de mostrar las secuencias sísmicas identificadas (Figs. 9 y 11).

Secuencia sísmica S_1

Esta secuencia posee formas externas típicas de relleno de depresiones (Mitchum *et al.* 1977), limitada en la base y techo por discordancias. La discordancia de la base d_1 se identifica por la relación de *onlap* o truncamiento del relleno sobre un reflector discontinuo y escalonado, que se interpreta como un sustrato afectado por fallamiento normal (Badley 1985). La discordancia de techo d_2 corresponde a un reflector potente con alta amplitud de reflexión y buena continuidad lateral regional en el que se observan relaciones de *toplap* y/o truncamiento erosivo (Fig. 9).

Internamente las reflexiones adoptan formas de relleno de depresiones con configuración divergente desarrolladas en dos sectores separados por un alto (Fig. 9). Los reflectores de la base de la secuencia

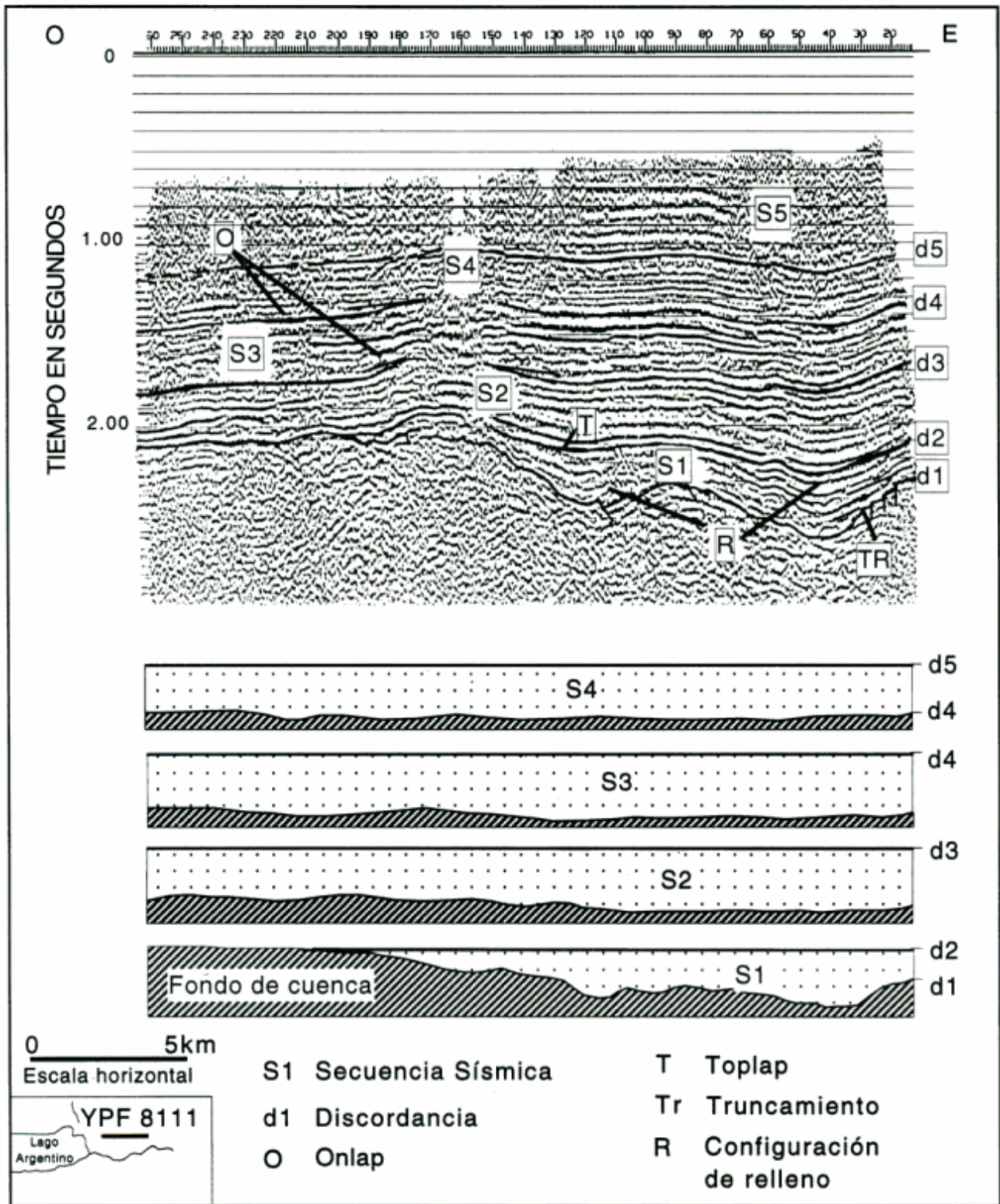


Figura 9. Interpretación sismoestratigráfica línea YPF 8111.

muestran escasa continuidad lateral y baja amplitud de reflexión, aumentando hacia arriba con una rápida divergencia lateral hacia las depresiones, lo que indicaría sedimentitas con litología uniforme origi-

nadas en una ambiente de alta energía (Mitchum *et al.* 1977) con escaso contraste respecto al basamento. Hacia arriba la mayor continuidad lateral y amplitud de los reflectores indicarían depósitos de am-

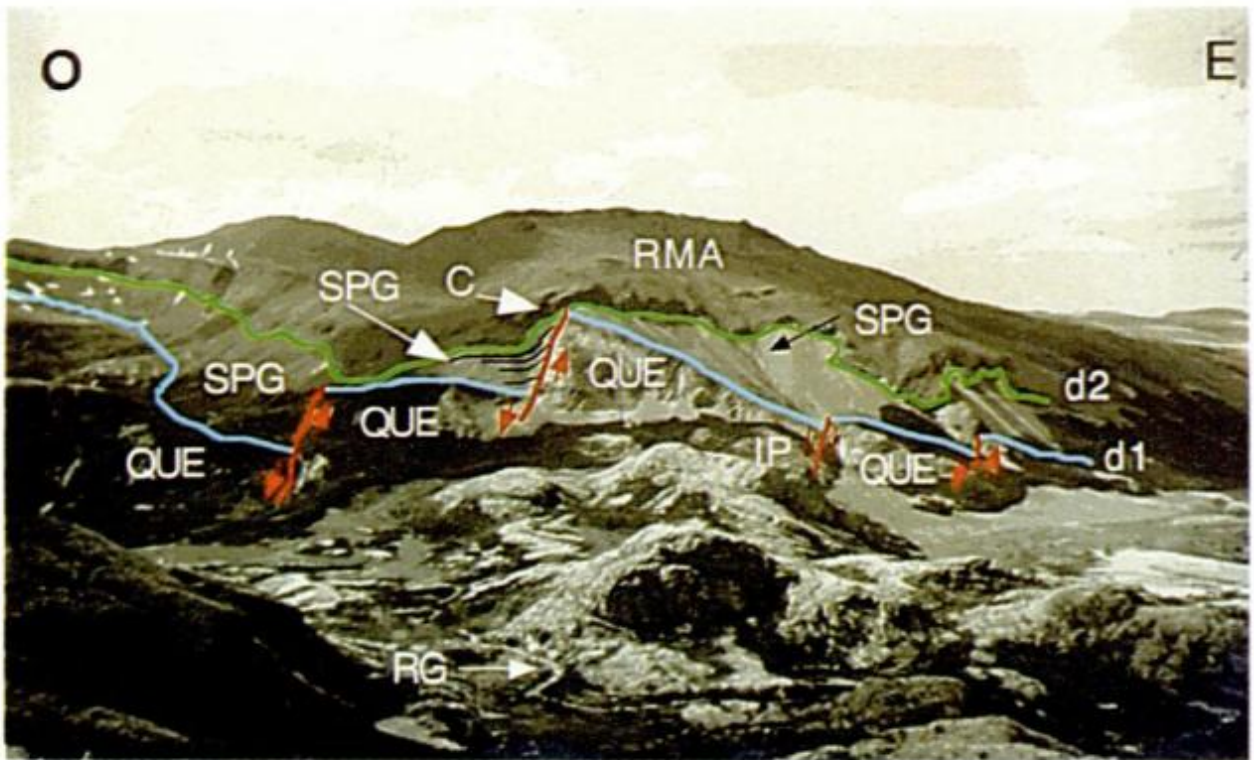


Figura 10. Arriba. Vista panorámica de las nacientes del río Guanaco (RG) interpretada. Fallamiento normal y unidades estratigráficas. QUE: Complejo El Quemado, SPG: Formación Springhill, RMA: Formación Río Mayer, C: bancos carbonáticos de la base de la Formación Río Mayer, PI: falla normal con inversión positiva. Las dos fallas situadas al oeste muestran escasa a nula reactivación, en tanto las dos fallas situadas al este han sido reactivadas con mayor intensidad. d1 y d2: discordancias (véase ubicación geográfica en la fig. 2). **Abajo.** Vista panorámica de las nacientes del río Guanaco sin interpretar.

bientes con menor energía. El rápido acuñamiento lateral de los reflectores con formas típicas de relleno de depresiones en toda la secuencia sugiere un fuerte control estructural en la sedimentación.

La restitución de la unidad S_1 por horizontalización de reflectores del techo (Fig. 9) muestra una paleotopografía irregular con depresiones separadas por altos lo que evidencia una fuerte subsidencia local controlada por fallamiento normal.

El fallamiento del sustrato y las características del relleno permiten interpretar esta secuencia como depósitos asociados a cuencas locales o hemigraben (Prosser 1993) similares a las vinculadas al vulcanismo meso - suprajurásico del Complejo El Quemado descritas por Uliana *et al.* (1985) para la cuenca Austral. La discordancia d_2 marca esencialmente el contacto entre los depósitos asociados a fallamiento normal (S_1) y los depósitos post tectónicos (S_2).

El truncamiento de reflectores producto de la sedimentación asociada con el fallamiento normal se observa claramente en afloramientos de las nacientes del río Guanaco (Fig. 10) y en sísmica (Fig. 9). La unidad S_1 se asigna al Tithoniano sobre la base de la correlación de la discordancia d_2 con el techo de la Formación Springhill del Tithoniano temprano a medio en superficie (Fig. 10). Se correlaciona con el "Subciclo Transgresivo Springhill" de Arbe (1987, 1988).

Secuencia sísmica S_2

Esta secuencia está limitada por las discordancias d_2 y d_3 . La discordancia d_2 es un potente reflector reconocido en la totalidad de las líneas sísmicas interpretadas, en el que se observa toplap de reflectores.

La discordancia d_3 es un reflector con buena continuidad lateral en el que se observa toplap y onlap de reflectores (Fig. 9 y 11). La configuración de reflexión es de tipo paralelo a subparalelo con menor amplitud y continuidad en la base que en el techo, la que se interpreta como originada en sedimentitas de ambiente de plataforma con subsidencia uniforme.

La restitución de la secuencia S_2 mediante la horizontalización de reflectores de techo, muestra una paleotopografía con mayor regularidad que la correspondiente a la unidad S_1 indicando una subsidencia general y uniforme durante su depósito aunque respetando la configuración del fondo heredada de la secuencia sísmica anterior. La correlación lateral del pozo de cerro Fortaleza mediante el reflector d_2 (Figs. 9 y 12) permite equiparar la unidad S_2 con la Formación Río Mayer de superficie, constituida por pelitas de ambiente de plataforma (Fig. 12).

La discordancia d_3 del techo de la unidad se vincularía a los primeros aportes turbidíticos a la cuenca representados por la base de la Formación Cerro Toro y la discordancia C1 del Cenomaniano reconocida

por Biddle *et al.* (1986) en el subsuelo de la Cuenca Austral. Esta correlación permitiría asignarle a la unidad S_2 una edad Berriasiano - Albiano rango que comprende la Formación Río Mayer. La secuencia sísmica S_2 se correlacionaría con el "Subciclo Regresivo Río Tarde" del "Ciclo Río Mayer" y el "Subciclo Transgresivo Arroyo Potranca" del "Ciclo Lago San Martín" de Arbe (1987, 1988).

Secuencia sísmica S_3

Esta secuencia está definida por las discordancias d_3 y d_4 , identificándose esta última por el onlap de reflectores de la base de la unidad S_4 (Fig. 11) y por el aumento en la frecuencia de reflexión de S_3 a S_4 (Fig. 9). La configuración de reflexión es paralela a subparalela con continuidad y amplitud creciente hacia el techo lo que indicaría un incremento en la participación clástica, lo que sumado a un disminución en la frecuencia de reflexión sugiere un paralelo incremento en la potencia de los niveles hacia arriba (Fig. 9).

La restitución de la secuencia mediante la horizontalización de reflectores de techo, muestra un fondo de cuenca suave, manteniéndose la tendencia subsidente de las depresiones definidas tempranamente en las unidades S_1 y S_2 .

Esta secuencia se vincula al miembro inferior de la Formación Cerro Toro sensu Arbe y Hechem (1984a) y a las dos secuencias turbidíticas grano y estrato crecientes de la base de esta formación (Figs. 3 y 12) cuya edad sería cenomaniano-turoniano a coniaciano temprano. Se correlaciona con el subciclo regresivo Piedra Clavada del Ciclo lago San Martín y el subciclo transgresivo Shehuén del Ciclo Mata Amarilla de Arbe (1987, 1988) vinculándose la discontinuidad entre ambos subciclos con el límite entre las dos secuencias turbidíticas del miembro inferior de la Formación Cerro Toro de superficie (Fig. 12).

Secuencia sísmica S_4

Aparece definida en su base y techo por las discordancias d_4 y d_5 . La discordancia d_4 se observa claramente en la línea del sector oeste por el onlap de los reflectores basales de la unidad S_4 y un importantes cambio lateral de espesor (Fig. 6). La discordancia d_5 del techo se observa en la línea del sector este, marcada por un abrupto cambio en la frecuencia de reflexión (Fig. 9).

En esta secuencia la configuración de reflexión es paralela a subparalela con buena continuidad lateral en sectores y amplitud de reflexión decreciente hacia el techo. La disminución en la frecuencia de reflexión sugiere un incremento en la potencia de los niveles superiores (Fig. 9).

La restitución de la unidad S_4 mediante la horizontalización de reflectores de techo en el sector este

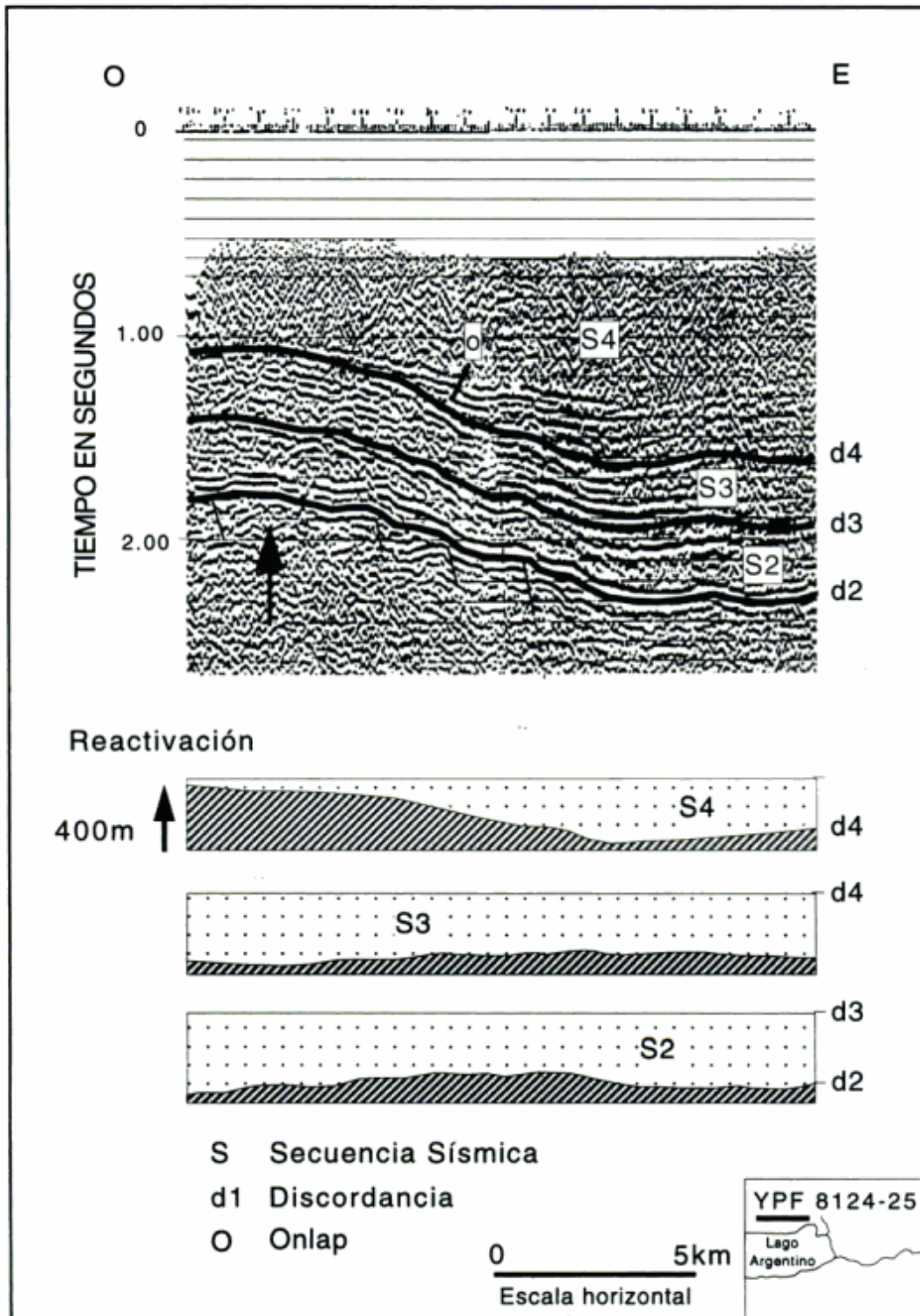


Figura 11. Interpretación sismoestratigráfica línea YPF 8124-25.

muestra un fondo con altos y depresiones relativos similar al de las secuencias previas (Fig. 9). Sin embargo en la sísmica ubicada al oeste (Fig. 11), la restitución de la unidad S_4 mediante la horizontalización de reflectores de techo, muestra un cambio im-

portante en la paleotopografía del fondo de cuenca. Un sector que manifestó un comportamiento subsidente en las unidades previas se convierte en un alto estructural relativo lo que se interpreta como un episodio de reactivación tectónica.

Dicho episodio de ascenso habría generado un elemento positivo ubicado inmediatamente al oeste del cañadón Hondo (Fig. 2). Esto evidencia un claro control estructural del basamento en el desarrollo sedimentario de la cuenca, tal como ya lo señalaran Arbe y Hechem (1984b) sobre la base del análisis estratigráfico de superficie. Si se homologa el reflector d_3 con la base de la Formación Cerro Toro, el reflector d_4 se correlacionaría con el límite entre los miembros inferior y superior de la Formación Cerro Toro de Arbe y Hechem (1984a) el que se interpreta como una discordancia (Figs. 9 y 11). La presencia por debajo de d_4 de amonites cuya edad se ubicaría en el lapso Cenomaniano tardío-Coniaciano temprano, y de edad coniaciana media-tardía por encima (Fig. 12) permite su correlación con la discordancia intraconiaciana I10 de Biddle *et al.* (1986) reconocida en el subsuelo de la Cuenca Austral. La disminución de espesor por *onlap* asociado a la discordancia d_4 , permite explicar variaciones en el espesor de la Formación Cerro Toro del orden de los 400 m en dirección este-oeste, estimado sobre la base de la ley de velocidades del pozo YPF-SCA-CFo-es-1.

El cambio en la configuración del fondo de cuenca asociado a d_4 , si bien es evidente al oeste del río Leona (Fig. 11) no se reconoce hacia el este del mismo (Fig. 9) lo que sugiere la existencia de una zona tectónicamente inestable hacia el oeste durante la deposición de la Formación Cerro Toro.

Esta secuencia se correlacionaría con el "Subciclo Regresivo Pari Aike" del "Ciclo Mata Amarilla" y el "Subciclo Transgresivo El Alamo" del "Ciclo Lago Viedma" de Arbe (1987).

Secuencia sísmica S_5

Esta secuencia aparece parcialmente definida en la línea sísmica del sector oriental (Fig. 9). Su límite inferior es la discordancia d_5 , reflector con buena continuidad lateral y que marca el pasaje de la secuencia S_4 a reflexiones de baja frecuencia propios de la secuencia S_5 (Fig. 9). Se relaciona esta unidad con el miembro inferior de la Formación Alta Vista el que apoya en paraconcordancia y marcada ruptura sedimentológica sobre el miembro superior de la Formación Cerro Toro (Arbe y Hechem 1984b).

Evolución tectosedimentaria

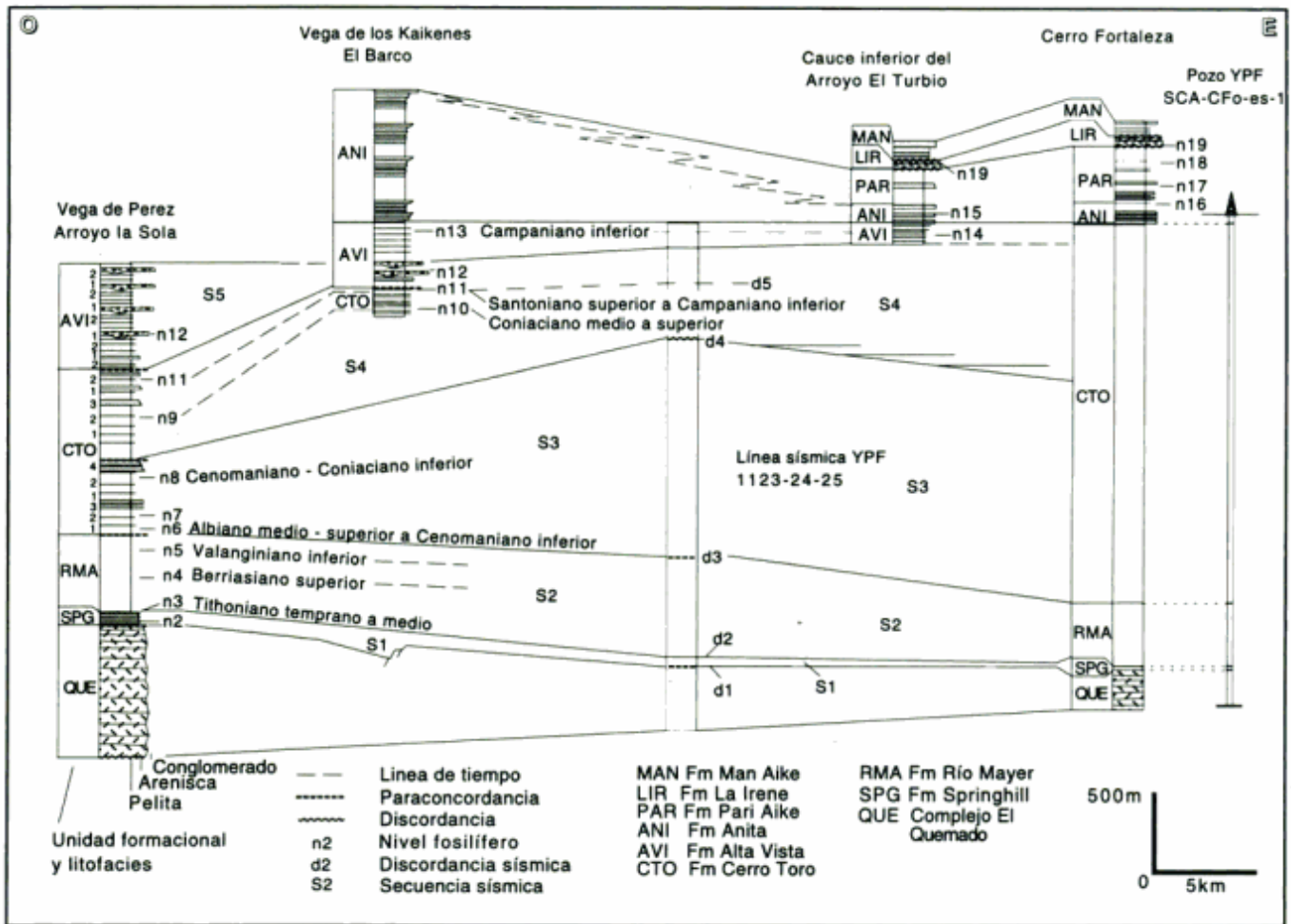
Sobre la base de las características de las unidades de subsuelo, superficie y las discontinuidades que las limitan, es posible reconstruir la evolución tectosedimentaria de la cuenca a esta latitud, distinguiéndose tres etapas.

Etapas de rift

El episodio de extensión regional que dió lugar al vulcanismo Jurásico (Bruhn *et al.* 1978) representado en la región cordillerana por el Complejo El Quemado, coincide con episodios tectónicos fundamentales tales como el inicio de la fragmentación del Gondwana occidental y apertura de la cuenca marginal de rocas verdes en el extremo sur de los Andes patagónicos (Dalziel 1981; Dalziel *et al.* 1987). Este episodio de extensión sincrónico con el vulcanismo aparece registrado en las depresiones tipo rift o secuencia sísmica S_1 de subsuelo (Fig. 9). La variación en el tipo de relleno de las depresiones o grabens, se debe a la interacción entre fenómenos regionalmente sincrónicos tales como el inicio y cese del fallamiento extensional con fenómenos diacrónicos tales como la inundación de la cuenca hacia el norte y este, sumado a la distribución irregular de centros efusivos.

Una etapa de incremento general del nivel del mar durante el Jurásico tardío, Cretácico temprano (Haq *et al.* 1987) explica el marcado diacronismo en la aparición de los primeros niveles marinos de sur a norte, oxfordiano-kimmeridgiano en la región de Última Esperanza (Chile) (Soffia y Harambour 1988; Wilson 1991), tithoniano temprano a medio en la región del lago Argentino, berriasiano tardío a valanginiano temprano en el lago San Martín (Riccardi 1976, 1977; Kielbowicz *et al.* 1983) y valanginiano tardío a hauteriviano temprano en los lagos Pueyrredón y Buenos Aires (Arbe 1988).

En las estructuras extensionales observadas en subsuelo (Fig. 9) y en superficie (Fig. 10) las discordancias d_1 y d_2 marcan el inicio y finalización de la etapa de fallamiento normal respectivamente y limitan los depósitos de la unidad S_1 o Formación Springhill. En el sector austral de la cuenca la sedimentación es esencialmente marina profunda tal como se observa en la región de Última Esperanza en Chile (Wilson 1991). En sectores intermedios los depósitos son de ambientes marinos someros y eventualmente continentales en la base tal como se observa a la latitud del lago Argentino (Arbe 1988) en tanto al norte y este de la cuenca los depósitos son esencialmente continentales y los primeros niveles marinos se hallan por encima de la discordancia d_2 . La intercalación o no de niveles volcánicos y/o volcanoclásticos en la sedimentación sintectónica depende de la proximidad a los centros de emisión. Esto explica que en la región del lago Argentino niveles de igual edad (Tithoniano) posean intercalaciones volcánicas y piroclásticas en el puesto El Quemado (Fig. 2, localidad 2) en tanto en las nacientes del río Guanaco (Fig. 2, localidad 4) éstas no se observan.



Etapa de subsidencia térmica

El cese del fallamiento normal, la sedimentación localizada y el vulcanismo en el Jurásico tardío, marca el pasaje a una subsidencia general por enfriamiento térmico, con inundación de la cuenca.

El inicio de esta etapa aparece registrado en la discordancia d_2 y en el episodio transgresivo a partir del Tithoniano tardío representado en la región del lago Argentino por las pelitas de ambiente de plataforma de la Formación Río Mayer, o secuencia sísmica S_2 de subsuelo (Figs. 9 y 11). Esta etapa se extiende del Berriasiano al Albiano, rango que comprende la Formación Río Mayer.

Etapa de cierre de cuenca

Esta etapa se caracteriza por un cambio en la polaridad de la sedimentación registrándose los primeros pulsos regresivos en el norte de la cuenca Austral

(48° S) durante el Barremiano (Aguirre Urreta y Ramos 1981; Arbe 1987). Durante el Aptiano se produce la aparición de los primeros aportes clásticos desde el oeste (Aguirre Urreta 1990) con el desarrollo de unidades sedimentarias retrogradacionales de norte a sur (Biddle *et al.* 1986). Al sur en la región de Última Esperanza, la primer evidencia de aporte desde el oeste lo constituye la Formación Punta Barrosa de naturaleza turbidítica con fauna del Albiano tardío-Cenomaniano (Riccardi 1988; Sofina y Harambour 1988). En Tierra del Fuego la deformación de la cuenca marginal de rocas verdes se habría producido en el Albiano-Cenomaniano en las islas al sur del canal de Beagle (Halpern y Rex 1972), coincidiendo con la primer aparición de depósitos turbidíticos en el borde cordillerano oriental (Dalziel 1981; Barker y Dalziel 1983), deformación y metamorfismo (Nelson, 1982; Kohn *et al.* 1995) y con un pico de actividad magmática entre 100 y 70 Ma en el batolito patagónico (Nelson *et al.* 1988). Durante el Cretácico tardío - Terciario temprano se registra una fuerte subsidencia debi-

da a la carga producida por la faja plegada y corrida en avance desde el oeste, con rasgos típicos de una cuenca de antepaís (Biddle *et al.* 1986).

El diacronismo de norte a sur observado en la primer aparición de aporte clástico desde el oeste llevó a Arbe (1987) a postular una colisión migrante de norte a sur la que habría ocurrido entre el Aptiano medio al norte y el Cenomaniano al sur. Es probable que dicho diacronismo refleje además cambios en la magnitud y/o distribución del estiramiento cortical al norte y sur de los 50° S respectivamente (Kraemer 1994). Ante un régimen compresivo general durante el Cretácico temprano, el sector al sur de los 50° S que alcanzó a generar corteza oceánica pudo soportar un importante acortamiento y engrosamiento cortical sin que se crease una topografía emergente generadora de detritos por encima del nivel del mar (Jamieson y Beaumont 1988). Al norte de los 50° S, la situación debió ser inversa, ya que ante el menor atenuamiento cortical que se produjo en la etapa de apertura de cuenca (no se generó fondo oceánico) un acortamiento y engrosamiento relativamente menor fué suficiente para generar desequilibrio isostático y una topografía subaérea generadora de detritos, causante del cambio en la polaridad de la sedimentación y aporte desde el oeste en el Aptiano, cuando al sur de los 50° S todavía no había evidencias sedimentarias de relieve orogénico occidental. Esto explica además el fuerte control de basamento en la distribución de los depocentros sedimentarios al norte de dicha latitud (Arbe 1988).

La región del lago Argentino presenta características intermedias entre ambos sectores. La etapa de subsidencia por carga aparece representada al igual que en el sector sur, por los primeros pulsos turbidíticos del miembro inferior de la base de la Formación Cerro Toro de edad cenomaniana (Arbe y Hechem 1984a) y en el subsuelo por la discordancia d_3 , base de la secuencia sísmica S_3 , en la que la configuración del fondo de cuenca es similar a la de la secuencia previa, mostrando un comportamiento subsidente general, tanto al este como al oeste de la zona estudiada (Fig. 11).

La similitud en la configuración del paleofondo de cuenca entre las unidades S_2 y S_3 (Figs. 9 y 11) estaría indicando que para el Cenomaniano, la región se encontraba lo suficientemente alejada del borde occidental activo como para no registrar el episodio diastrófico de esa edad, salvo por un incremento en la velocidad de subsidencia de la cuenca y aparición de sedimentación turbidítica aportada desde el noroeste.

Sin embargo asociada a la discordancia d_4 , base de la secuencia sísmica S_4 (miembro superior de la Formación Cerro Toro), se produce un importante cambio ya que sectores con un comportamiento previamente subsidente sufren un proceso de reactivación tectónica, transformándose en altos estructurales re-

lativos. De la restitución de la unidad S_4 por horizontalización de reflectores, se infiere que la magnitud del alzamiento vertical localizado durante el Coniaciano sería del orden de los 400 m (Fig. 11) lo que indica un fuerte control de basamento sobre el desarrollo sedimentario del área.

Si bien la sísmica de la Fig. 11 no permite definir qué tipo de estructura generó el alto estructural, la observación de fenómenos de inversión tectónica positiva (Williams *et al.* 1989) en las nacientes del río Guanaco (Fig. 10), sugiere que el fallamiento normal y su reactivación habrían jugado un rol importante, tanto durante la evolución de la cuenca como en el control de la geometría de las estructuras de la faja plegada cenozoica (Kraemer 1991, 1993).

Si bien el poseer rasgos comunes a ambos sectores sugiere un pasaje gradual, la brusca influencia de los lineamientos Viedma y lago Argentino en los espesores sedimentarios (Kraemer 1991), el cambio en el estilo estructural de la faja plegada (Kraemer 1993), variaciones en las anomalías gravimétricas (Kraemer 1994; Kraemer *et al.* 1996), la segmentación del área de aporte sedimentario a esta latitud (Manasseiro 1988, 1993) y la desaparición de las rocas básicas del Complejo Sarmiento (Allen 1982) sugieren que a los 50° lat. S se encuentra un límite geológico de importancia regional.

Conclusiones

Mediante mapeo a escala 1:100.000, medición de perfiles estratigráficos, identificación de 14 niveles fosilíferos (n_1 a n_{14}), sísmica de reflexión y datos de pozo, se establece un esquema estratigráfico este-oeste para la región entre los lagos Argentino y Viedma. Se identificaron 2 tipos litológicos en el basamento de la región (Formación Bahía de la Lancha). Uno sedimentario (turbidítico) y otro de aspecto metamórfico (filitas) y se mencionan por primera vez para la región del lago Viedma, trazas fósiles asimilables tentativamente a *Palaeophycus tubularis* Hall (nivel fosilífero n_1). Las unidades estratigráficas de superficie depositadas por encima de las vulcanitas del Complejo El Quemado fueron correlacionadas con secuencias sísmicas separadas por discontinuidades de significación regional.

La Formación Springhill corresponde a depósitos asociados a fallamiento normal en el sector occidental de la región estudiada. Amonites hallados en esta unidad (niveles n_2 y n_3) permiten referir esta unidad a la parte alta del Tithoniano temprano y al Tithoniano medio. Se correlaciona con la secuencia sísmica S_1 limitada por las discordancias d_1 y d_2 relacionada a la etapa de rift o de apertura de la cuenca. Los depósitos de plataforma de la Formación Río Mayer poseen una edad berriasiano tardío-valangi-

niano temprano (niveles n_2 y n_3) a albiano. Se correlaciona con la secuencia sísmica S_2 limitada por las discordancias d_2 y d_3 correspondiente a la etapa de subsidencia térmica de la cuenca. La Formación Cerro Toro es dividida en dos miembros. El miembro inferior posee una edad en el lapso Albiano tardío-Cenomaniano temprano a Coniaciano temprano (niveles n_6 - n_7 y n_8) y se correlaciona con la secuencia sísmica S_3 limitada por las discordancias d_3 y d_4 . El miembro superior posee una edad en el lapso coniaciano medio-tardío (niveles n_9 y n_{10}) a santoniano tardío-campaniano temprano (nivel n_{11}) y se correlaciona con la secuencia sísmica S_4 limitada por las discordancias d_4 y d_5 . La discordancia d_4 separa ambos miembros y se interpreta como un episodio de reactivación tectónica del basamento de la cuenca de edad coniaciana. La Formación Alta Vista de edad campaniano temprano (niveles n_{13} y n_{14}) se correlaciona con la secuencia sísmica S_5 limitada en la base por la discordancia d_5 .

El sector comprendido entre los lagos Viedma y Argentino constituye un límite geológico importante ya que separa regiones, al norte y sur de los 50° lat. S con diferente magnitud o distribución del estiramiento cortical durante la etapa de apertura de cuenca. La identificación de fallamiento normal Jurásico tardío con evidencias de inversión tectónica positiva indica que las estructuras extensionales habrían jugado un rol importante en la evolución de la región.

Agradecimientos

Este trabajo se llevó a cabo gracias al apoyo económico del CONICET y la Dirección de Minería de la Provincia de Santa Cruz. PEK agradece a M. A. Hunnicken y A. Mingramm la discusión sobre diferentes aspectos durante la realización de su tesis doctoral. Parte del material fósil utilizado fue coleccionado por una Comisión Geológica de YPF dirigida por H. Arbe. Se agradece a C. Macellari y H. Arbe la revisión del manuscrito y sus acertadas sugerencias.

Se agradece también a la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales por el préstamo de líneas sísmicas e información de subsuelo. Por último el apoyo de los pobladores de la región permitió el desarrollo exitoso de las campañas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre Urreta M. B., 1990. Paleogeography and biostratigraphy of the Austral basin in Argentina and Chile: An appeal for sound systematic. *Episodes* 13 (4): 247-255.
- Aguirre Urreta M. B. y Ramos V. A., 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Provincia de Santa Cruz. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 3: 1010-1038.
- Allen, R. B., 1982. Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos, entre los $51^\circ 00'$ y $52^\circ 15'$ lat. sur. *Magallanes, Chile*. Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería, 38: 1-46. Chile.
- Arbe, H. A., 1987. El Cretácico en la Cuenca Austral. *Boletín de Informaciones Petroleras* 9: 91 - 110. Buenos Aires.
- Arbe, H. A., 1988. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. (Inédito).
- Arbe, H. A. y Hechem J. J., 1984a. Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico superior, lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 5: 7-14. Buenos Aires.
- Arbe, H. A. y Hechem J. J., 1984b. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales, y marinos del Cretácico superior, lago Argentino. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 124-158. Buenos Aires.
- Badley, M., 1985. *Practical Seismic Interpretation*. International Human Resources development Corporation, 257 p., Boston.
- Barker, P. F. y Dalziel I. W. D., 1983. Progress in Geodynamics of the Scotia Arc Region. En: Cabré, R. (Ed.): *Geodynamics of the eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arc*. American Geophysical Union. *Geodynamic Series*, 9:137-170.
- Beccio, R. A., 1990. Estudio de minerales pesados de aluviones actuales entre los lagos Viedma y Argentino, Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Bianchi, J. L., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector Occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964 - 1965 y 1965 - 1966. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito).
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M. Jr., Fitzgerald, M. G. y Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, Southern South America. En: Allen, P. A. y Homewood, P. (Ed.): *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 8: 41-61.
- Blasco de Nullo, G., Nullo, F. E. y Proserpio, C. A., 1979. Aspidoceras en Cuenca Austral, lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 282-293.
- Blasco de Nullo, G., Nullo, F. E. y Proserpio, C. A., 1980. Santoniano - Campaniano, estratigrafía y contenido amonitifero, Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4): 467-493.
- Bonarelli, G. y Nágera, J. J., 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). *Boletín de la Dirección General de Minas*, 27 B: 1-39.
- Borrello, A. V., 1967. Estado actual del conocimiento del Flysch en la Argentina. *Revista del Museo de La Plata, N. S.*, 6, Geol. 44: 125-153. La Plata.
- Bruhn, R. L., Stern, C. R. y De Witt, J. J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano - tectonic rift zone and back arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 32 - 46.
- Casamiquela, R. M., 1965. Estudios Ichnológicos. Análisis de "Orchesteropus atavus" Freng. y una forma afín del Paleozoico de la República Argentina. *Revista del Museo de La Plata (N. S.)* 4, Paleont. 24: 187-244. La Plata.
- Cecioni, G., 1955. Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratae nella Patagonia Chilena. *Societa Geologica Italiana*, 74: 141-149.
- Conci, I., 1935. Estudio de algunas rocas magmáticas del lago Argentino y del Cerro Fitz Roy (lago Viedma) coleccionadas por el Dr. E. Feruglio y el Padre De Agostini. *Revista Minera*, 7(3): 76-89. Buenos Aires.

- Cowie, J.W y Bassett M.G., 1989. Global stratigraphic chart. International Union of Geological Sciences. Episodes, 12 (2).
- Dalziel, I. W. D., 1981. Back - Arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. Philosophical Transactions Royal Society of London, 300: 319 - 395.
- Dalziel, I. W. D., Storey, B.C., Garrett, S.W., Grunow, A.M, Herrod, L. D. B y Pankhurst, R. J., 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland. En: Coward, M. O., Dewey, J. F y Hancock, P. L (Eds.): Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication, 28: 433-441.
- De Barrio, R. E., 1993. El volcanismo ácido Jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 189-198. Buenos Aires.
- Di Benedetto, 1973. Informe geológico zona sur lago Argentino. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito).
- Feruglio, E., 1936-1937. Paleontographia Patagónica. Memoria del Instituto Geológico de Padova, 11: 1-384.
- Feruglio, E., 1938. El Cretácico superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes. Physis, 12: 292 - 342. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 37 (1): 3 - 255. Córdoba.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Flores, M. y Perrot, J., 1961. Sketch map of outcrops. Part I, Austral Basin (North Half). Scale 1:500.000. Pan American Oil Co., Exploration Department (Inédito).
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C., 1938. Una reunión de geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 171: 31-95.
- Frenguelli, J., 1941. Las concreciones de los varves y su significado geológico. Museo de La Plata, Notas, Geol. 15: 371-386.
- Furque, G., 1971. Sobre la estratigrafía del Cretácico inferior en el lago Argentino. Pcia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16 (3): 301-313.
- Furque, G., 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región Austral del lago Argentino. Prov. de Santa Cruz. Actas 4ª Jornadas Geológicas Argentinas: 61-75. Buenos Aires.
- Furque, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58 b, lago Argentino. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín, 140: 1-49. Buenos Aires.
- Galante, O. A., 1953. Sobre la estructura tectónica de la región sudoeste del territorio de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Museo de La Plata. (Inédito).
- Galante, O. A., 1955. Informe geológico de la región situada al NE del lago Argentino y sobre el curso del río Santa Cruz. Informe Yacimientos Carboníferos Fiscales, Buenos Aires. (Inédito).
- Halpern, M. y Rex, D. C., 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Teckenika bed, southern Chile, South America. Geological Society of America, Bulletin, 83: 881-1886.
- Haq, B. U., Hardenbol J. y Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235 : 1156-1166.
- Hatcher, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. American Journal of Science, 4 (23): 327-354.
- Jamieson, R. A y Beaumont, C., 1988. Orogeny and metamorphism. A model for deformation and pressure temperature-time paths with applications to the central and southern Appalachians. Tectonics, 7 (3): 417-445.
- Katz, H., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 47 (3): 506-524.
- Kielbowicz, A. A., Ronchi, D.J. y Stach, N.H., 1983. Foraminíferos y ostrácodos Valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina 37 (3 - 4): 313-339.
- Kohn, M. J., Spear, F. S., Harrison, T. M y Dalziel, I. W. D., 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. Journal of Metamorphic Geology, 13: 251-270.
- Kraemer, P. E., 1991. Estructura y Evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40' y 50° 40' lat. sur. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Kraemer, P. E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° lat. sur, Santa Cruz. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 119-125. Buenos Aires.
- Kraemer, P. E., 1994. Segmentación geológica y geofísica en los Andes Patagónicos. Consecuencia de discontinuidades en el rift Jurásico? 49° - 51° S. Argentina. Actas 7 Congreso Geológico Chileno, 1: 71-75. Concepción. Chile.
- Kraemer, P. E. y Riccardi, A.C., 1996. Estratigrafía Jurásico-Cretácica de la región entre los Lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. sur), Provincia de Santa Cruz. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 371.
- Kraemer, P. E., Introcaso, A y Robles, A., 1996. Perfil Geológico-Gravimétrico regional a los 50°20' lat. S. Estructura crustal y acortamiento andino. Cuenca Austral y Cordillera Patagónica. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 423-432. Buenos Aires.
- Leanza, A. F., 1968. Anotaciones sobre los fósiles Jurásico - Cretácicos de Patagonia Austral (Colección Feruglio) conservados en la Universidad de Bologna. Acta Geológica Lilloana, 9: 121-186.
- Leanza, A. F., 1970. Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano y Cenomaniano de los Andes Australes con notas acerca de su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2): 197-261.
- Leanza, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A. F., (Ed.), Primer Simposio de Geología Regional Argentina, pp. 689 - 706. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Macellari, C. E., Barrio, C. A. y Manassero, M. J., 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). Journal of South American Earth Sciences, 2 (3): 223-239.
- Malumíán, N. y Nañez, C., 1988. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 257-264.
- Manassero, M. J., 1988. Petrografía y procedencia de las areniscas Cretácicas superiores de la Cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 175-187.
- Manassero, M. J., 1993. Evolución composicional y procedencia de las areniscas cretácicas superiores y terciarias inferiores de la Cuenca Austral. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 336-343.
- Manassero, M. J. y Merodio, J. C., 1993. Geoquímica de las sedimentitas silicoclásticas cretácicas superiores y Terciarias inferiores de la Cuenca Austral Argentina; procedencia y ambiente tectónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (1): 73-82.
- Manassero, M. J., Iñiguez, A. M. y Decastelli, O. O., 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior en la Cuenca Austral Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1 - 2): 37-47.
- Mitchum, R. M. J., Vail, P. R. y Sangree, J. B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En: Payton, C. (Ed.), Seismic Stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26: 117-133. Tulsa, Oklahoma.

- Nelson, E. P., 1982. Post - tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex, Evidence from fission track geochronology and closing temperature - time relationship. *Journal Geological Society of London*, 130: 755-762.
- Nelson, E. P., Bruce, B., Elthon, D. y Weaver, S., 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian batholith. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 239-247.
- Nullo, F. E., Proserpio, C. A. y Ramos, V. A., 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina - Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1: 455 - 470. Buenos Aires.
- Nullo, F. E., Proserpio, C. A. y Blasco, G., 1981a. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y río Turbio. En: Volkheimer W. (Ed.): *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 181 - 220. Buenos Aires.
- Nullo, F. E., Proserpio, C. A. y Blasco, G., 1981b. Estratigrafía del Cretácico superior en el Cerro Indice y alrededores, Provincia de Santa Cruz. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 373 - 387. Buenos Aires.
- Oviedo, E. S., 1982. Geología del Valle del río Leona. Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito).
- Pankhurst, R. J., Sruoga P. y Rapela, C. W., 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47° 30' L. S. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 4: 171-178.
- Parma, S.G., 1980. Geología de la Península Cancha Rayada. Lago San Martín, Pcia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- Pemberton, G.S y Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites Palaeophicus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56 (4): 843-881.
- Piatnitzky, A., 1938. Observaciones geológicas al oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165: 45-85. Buenos Aires.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. En: Williams, G. D. y Dobb, A. (Ed.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, 71: 35-66.
- Riccardi, A. C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 7, Geol. 61: 245-318.
- Riccardi, A. C., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. *Actas 1° Congreso Geológico Chileno*, 1: C41-C56.
- Riccardi, A. C., 1977. Berriasian Invertebrate Fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 155(2): 216-252.
- Riccardi, A. C., 1979. El género *Calycoceras* Hyatt (Ammonitina, Cretácico superior) en Patagonia Austral. *Museo La Plata, Obra Centenario*, 5: 63-72.
- Riccardi, A. C., 1983. Kossmaticeratidae (Ammonitina) y nomenclatura estratigráfica del Cretácico tardío, en el lago Argentino, Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 20 (3-4): 317 - 345.
- Riccardi, A. C., 1987. Cretaceous Paleogeography of Southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59: 169-195. Amsterdam.
- Riccardi, A. C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America, Memoir* 168: 1-116.
- Riccardi, A. C. y Aguirre Urreta, M.B., 1988. Bioestratigrafía del Cenomaniano - Santoniano en la Patagonia Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Chileno*, 2: C375-C394. Chile.
- Riccardi, A. C. y Kraemer, P.E., 1996. Bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico marino entre los Lagos Viedma y Argentino. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 65. Buenos Aires.
- Riccardi, A. C. y Rolleri, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, pp. 1163 - 1306. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Riggi, J. C., 1979. Estratigrafía Cretácica Terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo. Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 255-270.
- Russo, A., Flores, M. A. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 2, pp. 1431-1501. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Shell, C.A.P.S.A., 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados paleontológicos en la Argentina. *2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 347-353. Buenos Aires.
- Soffia Celis, J. M. y Harambour Palma, S. M., 1988. Estructuras en el cinturón plegado y fallado de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. *Actas 5° Congreso Geológico Chileno*, 1 : A417-A431.
- Spalletti, L. A., Iñiguez, A. M. y Mazzoni, M. M., 1982. Edades radiométricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián. Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(4): 483-485.
- Stern, C. R., Mukasa, S. y Fuenzalida, R., 1991. Age of the Sarmiento ophiolite complex and the rocas verdes marginal basin, Magallanes, Chile. *6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos* : 241-243. Santiago.
- Thomas, C. R., 1949a. Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 33 (9): 1553-1578.
- Thomas, C. R., 1949b. Manantiales field, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 33 (9): 1579-1589. Tulsa.
- Turic, M., 1967. Informe del relevamiento del Valle del río Leona. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito).
- Turic, M., 1968. Geología de la Pcia de Santa Cruz, entre los lagos Viedma y Argentino. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Buenos Aires. (Inédito).
- Uliana, M. A., Biddle, K. Y. T., Phelps, D. W. y Gust, D. A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3-4): 63-9. Buenos Aires.
- Vilela, C. R. y Csaky, A., 1968. Las turbiditas en las sedimentitas Cretácicas de la región del lago Argentino (Pcia. de Santa Cruz). *Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 : 209-225. Buenos Aires.
- Williams, G. D., Powell, C. M y Cooper, M. A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. En: Cooper, M.A and Williams, G.D (Eds.): *Inversion Tectonics*, Geological Society, Special Publication, 44: 3-15, Blackwell Scientific Publications.
- Wilson, T., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, 103: 98-111.
- Zuffardi, P., 1944. Descripción de algunas rocas de la región de los lagos Argentino y Viedma. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 37 (1): 209-255. Córdoba.

Recibido: 27 de enero, 1997

Aceptado: 14 de agosto, 1997

Inclusiones fluidas y porosidad en el Yacimiento Pozo Escondido, Formación Yacoraite: indicadores diagenéticos y oleogenéticos

Nora Noemi CESARETTI y Eduardo Alejandro DOMINGUEZ

CONICET, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

ABSTRACT. *Fluid inclusions and porosity in the Yacoraite Formation, Yacimiento Pozo Escondido: diagenetic and oleogenic indicators.* Hydrocarbon and saline fluid inclusions were studied in quartz and anhydrite cements and overgrowths in the upper chalk and sandstone sections of the Yacoraite Formation, Lomas de Olmedo second order basin. The analyzed samples were taken from the drill holes in Pozo Escondido oil field: PE x-1, e-2, e-4 and PEE x-1. Lomas de Olmedo basin starts with a rift emplacement in the Early Jurassic. In Late Jurassic - Early Cretaceous the basin grows recording fluvial deposits associated with minor volcanics in an environment of extensional faulting. The main basin subsidence occurs during Cretaceous; at this time the rocks of the Yacoraite Formation were deposited. Clastic continental and evaporitic sediments were formed at the end of this basin history. Tertiary and Quaternary folding, faulting and uplift are also recorded. Sandstone and carbonate porosity evolution was studied. Primary, intergranular, moldic and vuggy porosity was reduced by authigenic quartz overgrowths and cementations of anhydrite and bitumen. Porosity was increased by dolomitic replacement and fracturation. High selective porosity conservation was caused by the amount of pore fluids in some sandstone layers. A mature mesogenesis was reached according to the textures and 10 to 20% selective porosity values. A direct ratio was found between actual porosity, fluid inclusions abundance and extractable organic matter. Paraphinic and asphalt hydrocarbon fluid inclusions were recognized by their light-blue and yellow-greenish fluorescence colours. Reddish asphalt fluid inclusions with low cloudy points predominate in the stratigraphically lower levels; by contrast light hydrocarbons with high cloudy points, propane, ethane and methane are found in the fluid inclusions coming from upper levels. A brine composed by NaCl - MgCl₂ - Na₂SO₄ - NaHCO₃ and NaCO₃ was the diagenetic formation water (17wt. % NaCl Eq. salinity). Based on fluid inclusions, 121 to 137 °C, with an anomalous value of 154°C, was the interval of temperature reached during the diagenesis. The analyzed samples fall in the oil and gas generation window. The amounts of total organic carbon (TOC) and extractable organic matter (EOM) define a source and reservoir rock in the upper chalk section and a reservoir rock in the upper sandstone section. The diagenetic evolution indicates that a hydrocarbon fluid (oil) was present from an early diagenetic stage and persists today. An increase in burial depth is correlated with an increase in the temperature and pressure in the pore fluids. This fact produces maturation of organic matter in the carbonatic section, generating CO₂ and carboxyl which in turn caused carbonate dissolution and anhydrite and dolomite precipitation. In the upper sandstone section the fractionated maturation resulted in bitumen filling the pores and secondary fluorescent asphalt fluid inclusions in microfractures of quartz. This microfractures were the hydrocarbon migration pathways.

Introducción

El objetivo de este trabajo es el estudio de inclusiones fluidas portadoras de hidrocarburos en cementos, sobrecrecimientos y/o recristalizaciones de los niveles carbonáticos y arenosos de la Formación Yacoraite en los testigos corona del Yacimiento Pozo Escondido en la provincia de Salta (Fig. 1a). Este yacimiento se encuentra en la Subcuenca Lomas de Olmedo, en la Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino, que es una importante productora de petróleo con una reserva de 5.4 millones de m³ de petróleo y 10.702 millones de m³ de gas (YPF 1993).

Se intenta utilizar las inclusiones fluidas para reconstruir la historia diagenética y oleogenética de esta cuenca. Las inclusiones fluidas contienen el líquido que estuvo en contacto con los minerales durante su formación, recristalización o fracturación (Roedder 1984). El análisis de las inclusiones fluidas permite confirmar la presencia de fluidos orgánicos, determinar su composición y estimar las posibles vías de su migración. En el caso de los fluidos acuosos es posible establecer la temperatura de formación del mineral hospedante y en consecuencia el nivel de diagénesis alcanzado por la roca.

Un estudio de la porosidad y su evolución es imprescindible para comprender la relación existente entre los espacios porales y la presencia de distintos fluidos.

Para contrastar y complementar los datos obtenidos con el estudio de la porosidad y las inclusiones fluidas como indicadores diagenéticos y oleogénéticos se realizó la determinación en roca total, de carbono orgánico total (COT) y materia orgánica soluble (MOS) por ser ésta una técnica de estudio geoquímico utilizada y probada.

Marco geológico de la Subcuenca Lomas de Olmedo

El Yacimiento Pozo Escondido se ubica en el flanco sur de la Subcuenca de Lomas de Olmedo, una de las cuatro que constituyen la Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino (Gómez Omil *et al.* 1989). El desarrollo de esta subcuenca se produce por el emplazamiento de un rift en el Jurásico temprano (Bianucci *et al.* 1981 y Chiarenza y Ponzoni 1989). En el Jurásico tardío - Cretácico temprano se registra una actividad volcánica asociada a un fallamiento extensivo (Uliana *et al.* 1989). El inicio de la subsidencia, acompañada por el ascenso del sustrato paleozoico en los flancos del rift, se registra en el Cretácico (Bianucci *et al.* 1981). Esta subsidencia está asociada a una extensión, originada por una distensión en el sentido NO-SE, provocada por la reactivación de fallas normales (Tankard 1994). La subcuenca ha sido interpretada como una cuenca intracratónica (Gómez Omil *et al.* 1989), como un rift (Starck *et al.* 1992, Fig. 1b) o como una rama del rift de Salta localizada hacia el este del actual frente de corrimiento andino (Comínguez y Ramos 1995). Posee asimetría transversal (Bianucci *et al.* 1981) siendo el sector oeste, compresivo con fracturación inversa y el este distensivo, con fracturación directa (Carlé *et al.* 1991).

Los estratos de areniscas y calizas de la Formación Yacoraite, integrante del Grupo Salta (Cretácico-Terciario) (Brackebush 1891; Turner 1959; Salfity 1982; Salfity *et al.* 1993; Mon y Salfity 1995), constituyen el conjunto de mayor importancia petrolera (Fig. 1c). El Grupo Salta fue dividido en tres subgrupos y recibe diferentes denominaciones en las distintas cuencas en que se depositó. Ordenados cronológicamente los subgrupos son: 1) Pigua (Argentina) = Puca (Bolivia), constituido por conglomerados, fangolitas y vulcanitas típicos del estado inicial de la formación de la cuenca; 2) Balbuena (Argentina) = Santa Lucía - El Molino (Bolivia), formado por clásticos y carbonatos. A este subgrupo pertenecen las formaciones Lecho y Yacoraite que se formaron durante el estadio final de subsidencia de la cuenca y 3) Santa Bárbara (Argentina) = Potoco-Berenguela-Cayara

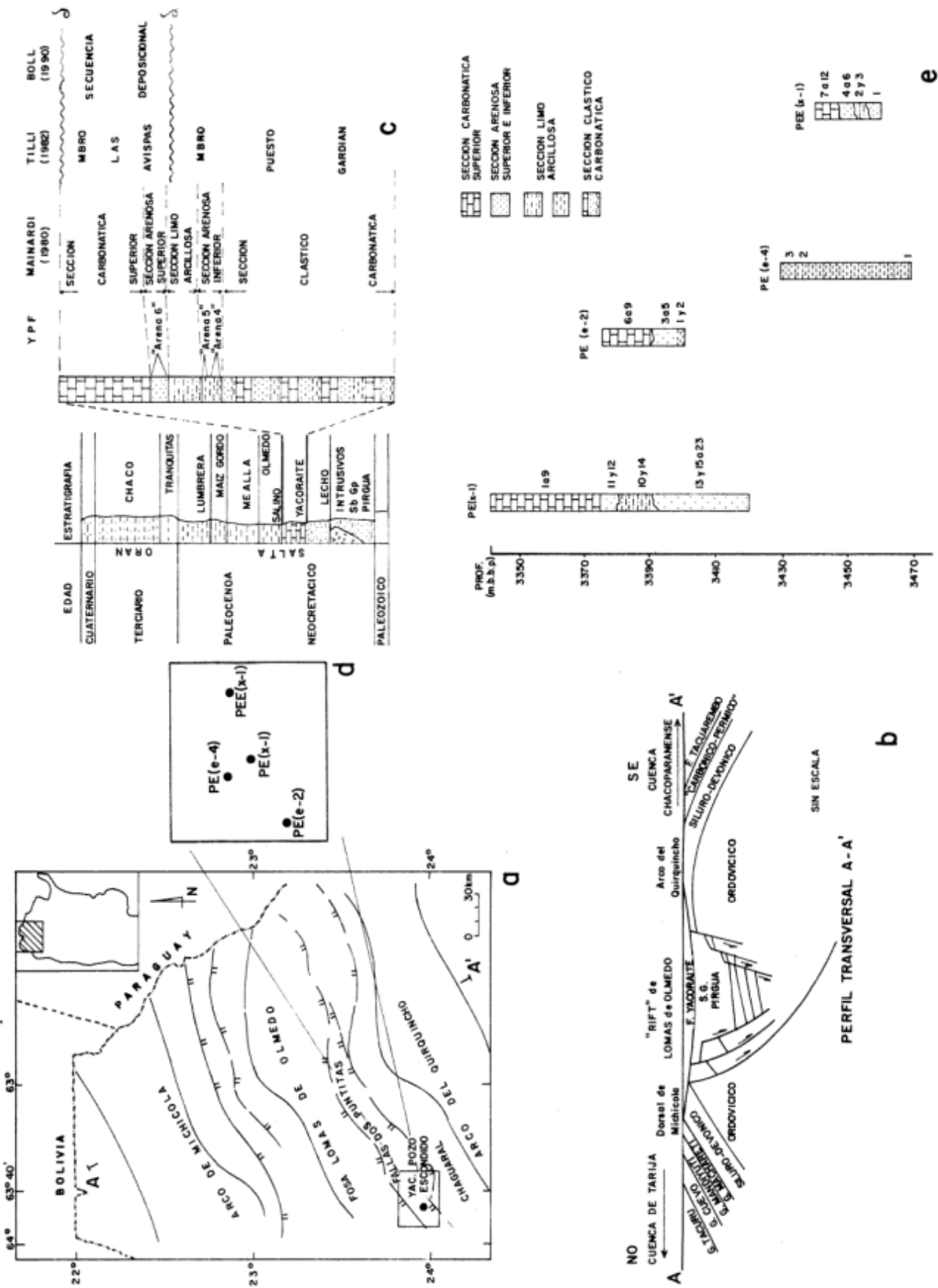
(Bolivia), formada por depósitos continentales clásticos y evaporíticos de las formaciones Olmedo, Mealla, Maíz Gordo y Lumbreira. Esta sedimentación se produjo durante el comienzo de la orogenia andina y al final de la evolución de la cuenca (Franca *et al.* 1995). Durante el Terciario y Cuaternario, este conjunto fue plegado, fallado y ascendido (Aceñolaza y Toselli 1981; Bianucci *et al.* 1981).

La Formación Yacoraite incluye ambientes marino-costeros (Méndez y Viviers 1973), barras costeras (Gómez Omil *et al.* 1984), albuferas y lagos (Marquillas *et al.* 1984; Palma 1986; Marquillas y Salfity 1990) que fueron denominados de modo diferente por los distintos autores en las distintas subcuencas que integran la cuenca cretácica (Fig. 1c). En este trabajo se sigue la nomenclatura litológica-petrográfica propuesta por Mainardi (1980) para la Formación Yacoraite y se identifican las secciones carbonática superior, arenosa superior (denominada Arena 6 por YPF), limo-arcillosa y arenosa inferior o clástico carbonática (Fig. 1c y e). La sección carbonática superior está integrada por mudstones micríticos, boundstones estromatolíticos y grainstones oolíticos. Las secciones arenosa superior e inferior están integradas por areniscas cuarzosas y la sección limo-arcillosa por niveles laminados de pelitas. El conjunto de la sección carbonática y arenosa superior (Mainardi 1980) fue definida en el flanco sur de la Subcuenca de Lomas de Olmedo como Miembro Las Avispas (Zilli 1982, Fig. 1c). El Miembro Las Avispas es una secuencia depositacional con sus límites superior e inferior originados por discordancias de distribución cuencal, atribuidas a importantes caídas del nivel de base. Boll (1990, Fig. 1c) correlaciona estas discordancias con el ciclo eustático comprendido entre los 63 y 67 Ma. La sección limo-arcillosa, arenosa inferior y el nivel clástico-carbonático fue denominado Miembro Puesto Guardián por Zilli (1982). Estudios diagenéticos previos han sido publicados por Palma (1986) quien interpreta una diagénesis freática para la Fm. Yacoraite en esta subcuenca y por Aguirre *et al.* (1988), quienes establecen una secuencia paragenética en la que la llegada del hidrocarburo es el último evento diagénico basado en estudios texturales.

Metodología de trabajo

Se estudiaron 47 muestras provenientes de testigos corona de la Fm. Yacoraite, 23 del PE x-1, 9 del PE e-2, 3 del PE e-4 y 12 del PEE x-1 (Fig. 1e).

La porosidad se estudió con métodos cualitativos y cuantitativos. La porosidad cualitativa de carbonatos y areniscas fue descrita de acuerdo a Choquette y Pray (1970) y Schmidt y McDonald (1979a y b). La porosidad original sin decompactar y la actual fue determinada cuantitativamente en secciones delga-



das impregnadas utilizando una platina de integración (Cesaretti *et al.* 1992). Los resultados que se obtuvieron difieren en menos del 1% con los obtenidos en el laboratorio de YPF (Mainardi 1980) por métodos tradicionales.

Las inclusiones fluidas fueron clasificadas de acuerdo a Roedder (1972) en primarias, secundarias o pseudosecundarias. Su origen, forma, tamaño, fases presentes y color, fue estudiado en secciones delgadas, impregnadas en frío, mientras que los porcentajes de las fases presentes fueron estimados en sección plana. De las numerosas inclusiones analizadas petrográficamente, sólo fueron ensayadas por microtermometría 75 inclusiones en enfriamiento y 25 en calentamiento. Esto es debido a que su pequeño tamaño impide la visualización de los cambios de fase en los ensayos de enfriamiento y a las evidencias de heterogeneidad del fluido atrapado (mojabilidad preferencial y adherencia) que no justifican una prueba de calentamiento.

Las determinaciones microtermométricas fueron realizadas sobre esquiras bipulidas montadas en una Platina Chaix-Meca con un rango de trabajo entre -180 y $+600^{\circ}$ C con una precisión de calibración de $\pm 1^{\circ}$ C en enfriamiento y $\pm 2^{\circ}$ C en calentamiento. La composición de los fluidos inorgánicos fue establecida a partir de la temperatura inicial de fusión de la fase sólida (punto eutéctico) durante el descongelamiento de inclusiones enfriadas a -180° C, en tanto que la salinidad fue determinada por la temperatura final de fusión del hielo (Crawford 1981 y Shepherd *et al.* 1985). Los cambios de fase fueron difíciles de identificar en los ensayos a baja temperatura en las inclusiones orgánicas y fueron más claros en las inclusiones acuosas. Las temperaturas mínimas de formación de los cementos fueron obtenidas a partir de las temperaturas de homogeneización a líquido de inclusiones fluidas acuosas no hidrocarbonadas (Roedder 1984).

Las inclusiones fluidas con hidrocarburos fueron identificadas por microscopía de fluorescencia (Burruss 1980, 1981; Burruss *et al.* 1985). Su reconocimiento se basa en la propiedad de los hidrocarburos de emitir fluorescencia al ser irradiados con luz incidente UV (365 nm, Stokes 1852, en Riecker 1962). La fluorescencia confirma la existencia de un hidrocarburo (Roedder 1972), en tanto que su ausencia no descarta su presencia, ya que algunos hidrocarburos no fluorescen. Los hidrocarburos de base parafínica emiten fluorescencia en color azul (4440 Å), los de base asfáltica en amarillo a amarillo-verdoso (5780 Å) y los crudos asfálticos en rojo (6300 Å) (Riecker 1962).

Se detectó la presencia de componentes orgánicos en roca total con luz incidente UV como parte del estudio de geoquímica orgánica. En el Laboratorio de YPF S.A. (Florencio Varela) la Ing. Rosso analizó el contenido de carbono orgánico total (COT) y de ma-

teria orgánica soluble (MOS). En el PE x-1 se analizaron además las fracciones de la materia orgánica soluble FI (hidrocarburos saturados, lineales, ramificados y cíclicos con más de 15 átomos de carbono en su molécula), FII (hidrocarburos aromáticos con más de 15 átomos de carbono en su molécula) y FIII (hidrocarburos asfálticos y compuestos con heteroátomos). Los componentes orgánicos de los poros de la arenisca de la muestra 11 del PE x-1 (Fig. 1e), fueron determinados por Difractometría de Rayos X, utilizando un Equipo Rigaku - Denki, Geiger Flex, radiación de Cu y filtro de Ni en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

Resultados

Porosidad y cementaciones

Los tipos de porosidad identificados en las secciones carbonática y arenosa superiores se muestran en las microfotografías de la Fig. 2. Los valores cuantitativos de la porosidad primaria, porosidad actual y sus tipos, junto a los porcentajes de cementación se observan en la Fig. 3.

La evolución de la porosidad fue determinada por la diferencia entre la porosidad actual y la porosidad previa a la cementación (Fig. 3).

La compactación y cementación producen una reducción de la porosidad original. Evidencias de compactación son los contactos cóncavo-convexos y suturados en granos de cuarzo detrítico (Fig. 2d) y la microfracturación. Pruebas de la cementación son los reemplazos y/o las recristalizaciones de los carbonatos, la precipitación de sílice y anhidrita, la desasfaltización y la cementación de la porosidad por canales.

La cementación calcárea, subordinada y restringida a los niveles carbonáticos, está constituida por esparita y esparita neomórfica. La esparita precipita a partir de los fangos micríticos y tapiza los huecos de disolución y el interior de las oolitas del nivel carbonático. La esparita está impregnada por bitumen y presenta cristales de tamaño irregular o desarrolla rebordes no isopacos con crecimiento gravitatorio hasta estalactítico. La esparita neomórfica tapiza huecos; está constituida por microesparita (4-10 micrones) y pseudoesparita (10-50 micrones) con límites cristalinos irregulares, bordes con engolfamientos y pasaje transicional entre las dos variedades cristalinas. En las oolitas hay evidencias de disolución y precipitación de esparita en la zona externa y esparita neomórfica en la zona interna. La envoltura micrítica se conserva o está fracturada. En los estromatolitos se observaron cementos más regulares; isopacos y hasta radiales de calcita.

La silicificación autigénica, dominante en los niveles arenosos, muestra límites cristalinos de cuarzo

de neoformación en granos redondeados de cuarzo detrítico que definen poros geométricos.

La anhidritización, presente en todos los niveles estudiados, es el cemento más abundante y el que provee la mayor cantidad y variedad de inclusiones

fluidas, dada su diafanidad. Desarrolla texturas de penetración en los sobrecrecimientos autigénicos de cuarzo (Fig. 2c) y relleno de cavidades tapizadas por esparita, por lo que se deduce que es posterior a ambos.

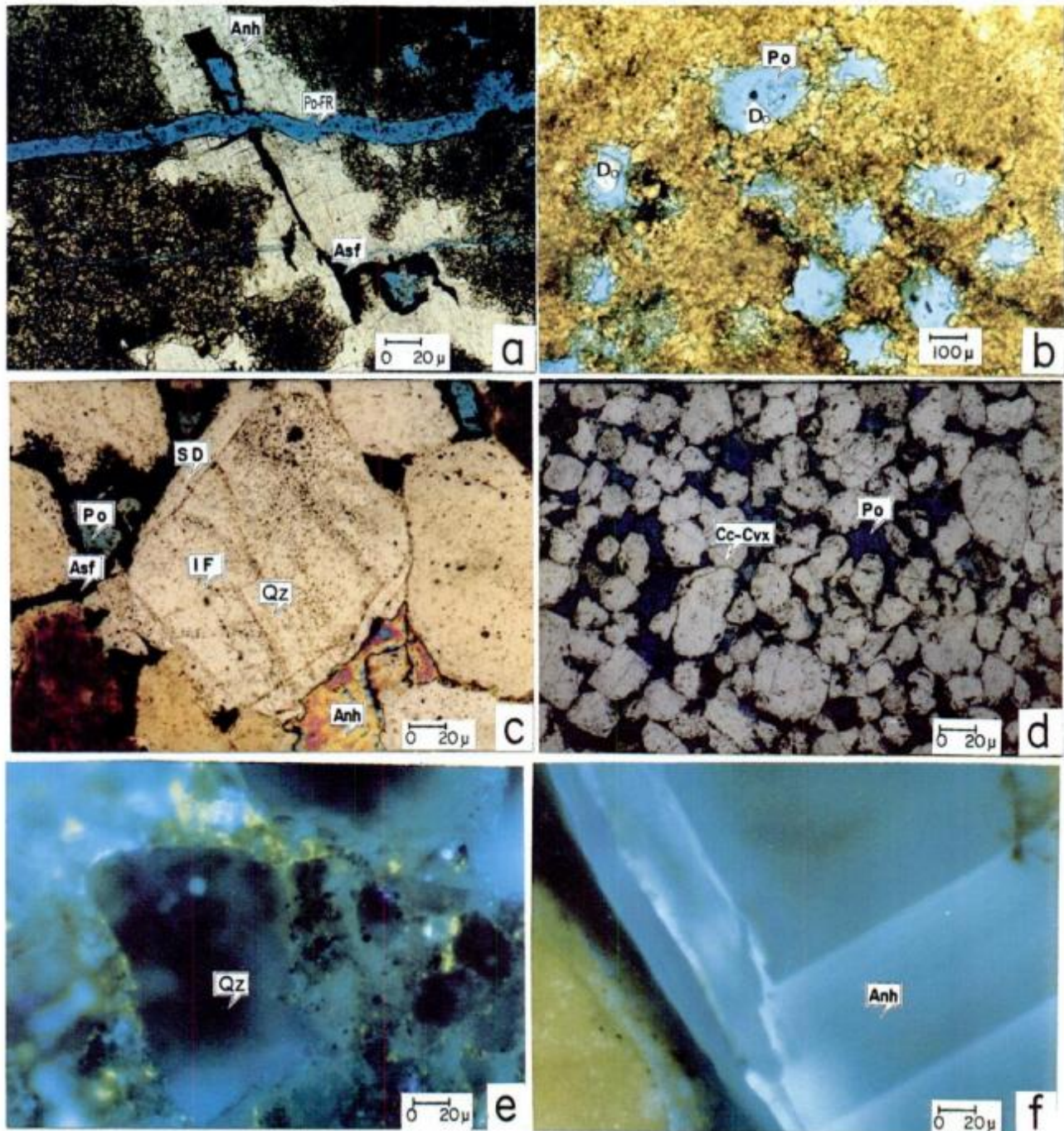


Figura 2: a, Sección carbonática superior. Venilla cementada con anhidrita (Anh.), posterior desasfaltización (Asf: asfalteno) y porosidad (Po) por fracturación (Fr). Luz transmitida; b, Sección carbonática superior. Porosidad (Po) por dolomitización. Cristales de dolomita (Do) tapizando las paredes de los huecos de disolución. Luz transmitida; c, Porosidad (Po) intergranular. Inclusiones fluidas (IF) alineadas atravesando el grano detrítico de cuarzo (Qz). Sobrecrecimiento diagenético (SD) posterior (no todas las lineaciones lo atraviesan). Anhidritización (Anh.). Desasfaltización (Asf: asfalteno). Luz transmitida; d, Porosidad (Po) intergranular en la sección arenosa superior, contactos concavo-convexos (Cc -Cvx). Luz transmitida; e, Fluorescencia amarilla alrededor de granos de cuarzo (Qz) de la sección carbonática superior. Luz incidente ultra violeta; f, Etapas de crecimiento de anhidrita (Anh.) definida por límites fluorescentes. Luz incidente ultra violeta.

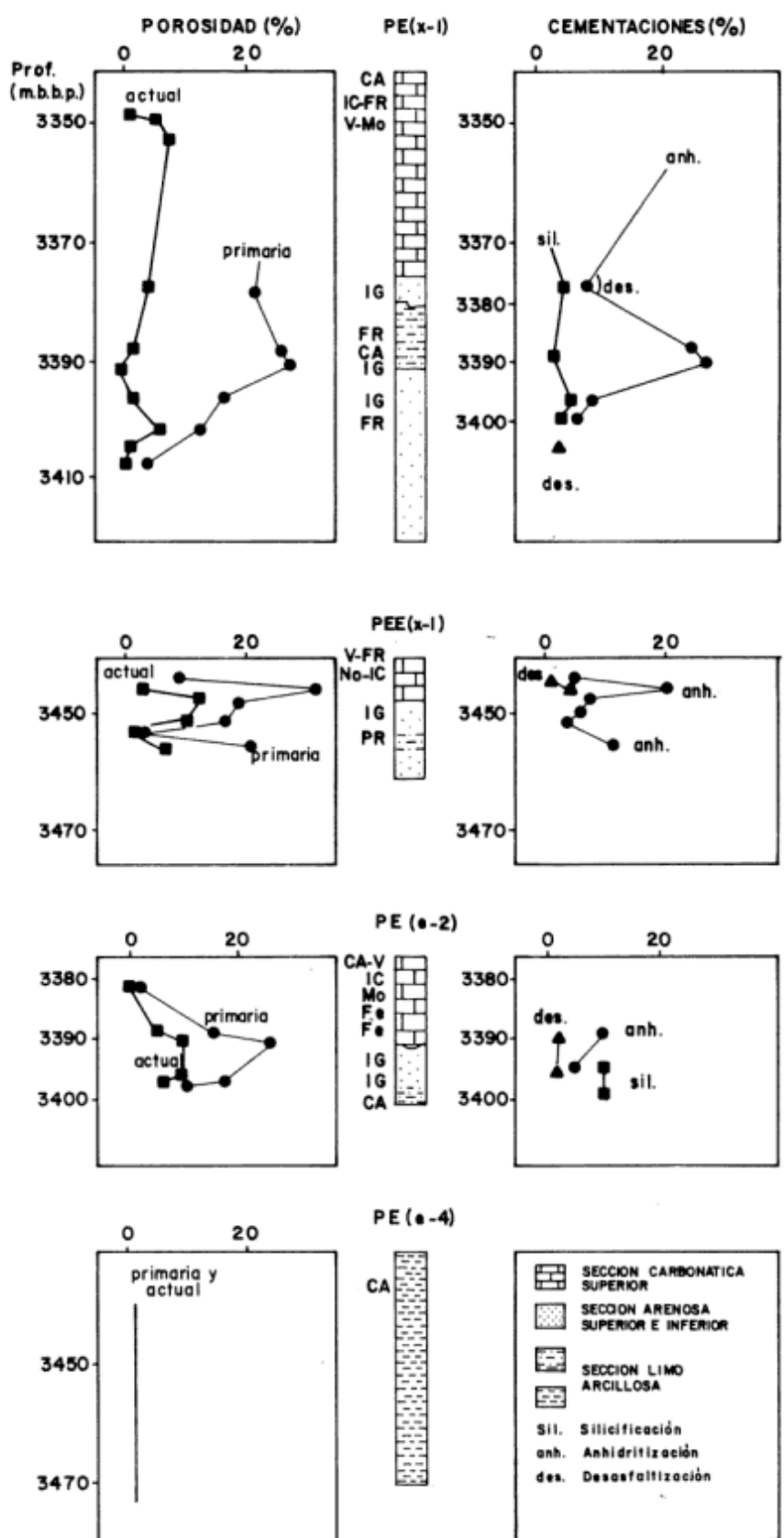


Figura 3: Porosidad cualitativa y cuantitativa. Tipos de porosidad: CA: canales, IC: intercrystalina, FR: por fractura. V: por vugs o huecos de disolución. Mo: móldica, IG: Intergranular y Fe: fenestral.

La desasfaltización es otro proceso que reduce la porosidad por la precipitación de bitumen sólido en poros de la sección carbonática y arenosa superior. El bitumen tapiza los huecos de disolución del carbonato micrítico, la porosidad remanente luego de la precipitación de anhidrita (Fig. 2a) en la sección carbonática y los poros de las areniscas silicificadas (Fig. 2c).

La cementación de los canales paralelos a la estratificación, en los niveles pelíticos, con opacos y materia orgánica, reduce también los valores de porosidad.

La dolomitización produce un aumento de la porosidad por disolución de los carbonatos y su recristalización (Fig. 2b), generando texturas sacaroides y cristales euhedrales de dolomita. Este proceso genera dolomita xenotópica en los mudstones micríticos y en los boundstones estromatolíticos y dolomita idiótópica en los grainstones oolíticos donde hay oolitas que están fracturadas. Las paredes de cavidades originales, por disolución o por fractura, están tapizadas por cristales euhedrales de dolomita. Estos cristales se disponen además en forma arrosariada sobre el cuarzo y la anhidrita diagenéticos.

Un incremento adicional de la porosidad se produce por una fracturación tardía que corta las cementaciones mencionadas (Fig. 3a) y el bitumen.

Inclusiones fluidas

Petrografía y fluorescencia. En los granos detríticos de cuarzo del nivel arenoso superior y del nivel carbonático superior se encontraron inclusiones fluidas que cortan dichos granos y delinean su crecimiento diagenético (PE x-1, e-2 y PEE x-1, Fig. 4c y d, Fig. 4a y b). Estas inclusiones son secundarias con relación al detrito y han sido originadas por la cicatrización de las microfracturas y por las irregularidades del crecimiento diagenético, por lo que son representativas de la diagénesis. Las inclusiones son irregulares, aguzadas y su tamaño varía entre 2 y 10 micrones.

Tabla 1. Petrografía de inclusiones fluidas de la formación Yacoraite. L= Líquido B= Burbuja S=Sólido G=Glóbulo

| Mineral | Fases presentes | |
|---------------------------|-----------------|---------|
| | Numero | Tipo |
| Cuarzo detrítico | 1 | L |
| | 2 | L+B |
| Cuarzo diagenético | 1 | L |
| | 2 | L+B |
| Anhidrita | 2 | L+B |
| | 3 | L1+L2+B |
| | 3 | S+L+B |
| | 3 | L+B+G |
| | 4 | S+L+B+B |

Presentan una fase (líquida o sólida) o dos fases (líquido + burbuja) (Tabla 1). El color de la fase líquida es rojizo, rosado, amarillento o incoloro en tanto que la burbuja es incolora con un volumen entre el 10 y el 50 % de la cavidad. Observadas con luz UV, la fase líquida muestra fluorescencia amarillo verdosa o amarilla y la burbuja no fluoresce.

En una venilla de cementación silícea en los mudstones micríticos de la sección limo arcillosa se observaron inclusiones fluidas de dos fases (L + B). La fase líquida es rosada o incolora, ocupa un 70 u 80% en volumen de la cavidad y presenta fluorescencia amarillenta.

En el cemento anhidrítico del nivel carbonático superior existen inclusiones fluidas primarias cuadrangulares o irregulares (Fig. 4c y d). Sus tamaños varían entre 2 y 15 micrones y se identificaron hasta seis fases (líquido 1, líquido 2, sólido, glóbulo, burbuja 1 y burbuja 2) (Tabla 1). La fase líquida puede ser incolora, amarillenta o rosada, variando sus proporciones entre el 10-90%. En las inclusiones fluidas con dos fases líquidas, estas fases son concéntricas o están separadas por un menisco curvo. Este menisco produce, en lugar de una burbuja, una hemiesfera apoyada en la pared (adherencia). Se presentan dos tipos de inclusiones teniendo en cuenta el volumen de la burbuja: inclusiones con líquidos incoloros y límpidas con un volumen de burbuja del 10-20 % e inclusiones coloreadas con mayores volúmenes de burbuja 30-60% en volumen. La fase sólida es incolora o amarillenta, en casos ocupa toda la cavidad con formas dendríticas y colores rojizos. Los glóbulos son de color miel, caramelo o rojo intenso y la burbuja puede ser incolora, grisácea o rosada. Observadas bajo luz incidente UV, la fase líquida en inclusiones de dos fases en cuarzo y la fase líquida o la interfase líquido-burbuja en inclusiones de tres fases en anhidrita presentan fluorescencia de color amarillo-verdoso. La fase líquida de otras inclusiones de dos fases en anhidrita exhiben fluorescencia celeste (Fig. 4e y f).

Microtermometría. En las Tablas 2 y 3 se observan para cada sección estudiada el número de muestra, el mineral hospedante, la forma de la inclusión, las fases presentes, el color, la fluorescencia y los valores de temperatura donde se produjeron cambios de fase.

El nucleamiento reversible de una fase sólida rojiza (bitumen amorfo?) se produce en los ensayos de congelamiento de inclusiones de dos fases en cuarzo diagenético y en inclusiones con evidencias de adherencia en anhidrita. Durante la nucleación (bitumen?) el líquido residual pierde el tinte rojizo y se aclara. Su fusión se produce durante la recuperación en el intervalo de temperaturas entre -95° C y valores cercanos al 0° C.

Las inclusiones dendríticas semi-sólidas no muestran cambios de fase en ensayos a baja temperatura.

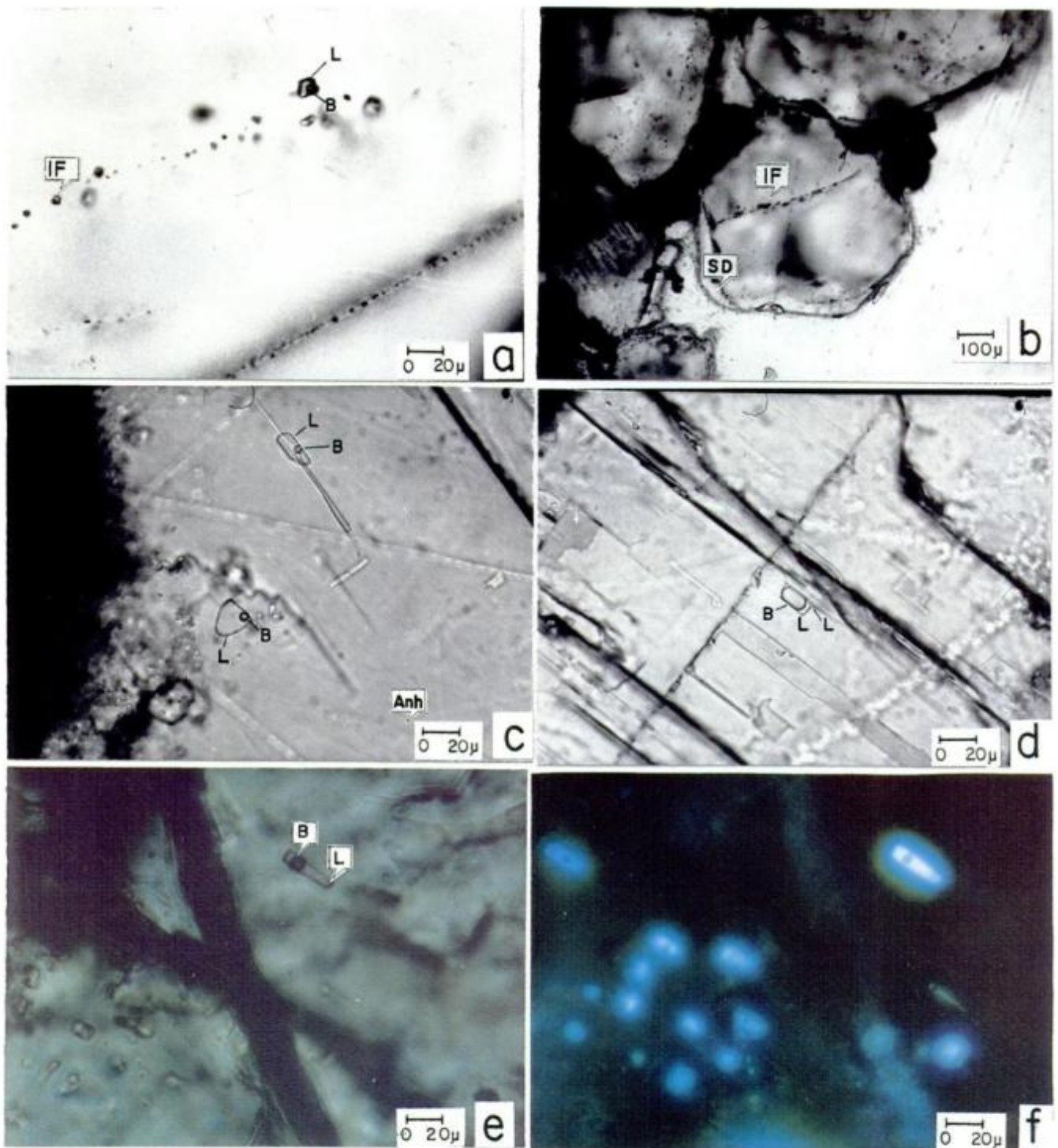


Figura 4: **a**, Lineaciones de inclusiones fluidas (IF) en grano detrítico de cuarzo. Luz transmitida. L: Líquido B: Burbuja; **b**, Microfracturas cicatrizadas en granos de cuarzo de la sección arenosa superior definidas por lineaciones de inclusiones fluidas (IF). Sobrecrecimiento diagenético (SD) posterior. Luz transmitida; **c**, Inclusiones fluidas de dos fases en anhidrita (Anh.) de la sección carbonática superior. Luz transmitida. L: Líquido, B: Burbuja; **d**, Inclusiones fluidas de tres fases L₁, L₂ y B en anhidrita de la sección carbonática superior. Luz transmitida; **e**, Inclusiones fluidas de dos fases en anhidrita de la sección carbonática superior. Luz transmitida. L: Líquido, B: Burbuja; **f**, Idem **e**. Luz incidente ultra-violeta. Fluorescencia en la fase líquida.

Tabla 2. Petrografía, fluorescencia y microtermometría de inclusiones fluidas. L = Líquido, B= Burbuja, S= Sólido, G= Globulo, Tv= Temperatura de vaporización, Tfis= Temperatura de fusión inicial sólido, Tff = Temperatura de fusión final, Tte= Temperatura crítica.

| PE (x-1) | | | PE (e-2) | | | PEE (x-1) | | | | | | |
|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|---|--------------------------|--|-------------------------------------|--|--|--|---|--|--|
| Mineral Origen Muestra | Forma Color Fluorescencia | Fases presentes (%) | Ensayo Congelamiento °C | Mineral Origen Muestra | Forma Color Fluorescencia | Fases presentes (%) | Ensayo Congelamiento °C | Mineral Origen Muestra | Forma Color Fluorescencia | Fases presentes (%) | Ensayo Congelamiento °C | |
| Anhidrita Primaria (6) | Rectangular Rosada Celeste | L = 60-90 B = 40-10 | Tv = -41 | Anhidrita Primaria (6) | Irregular Relieve alto. Rosado a Incoloro | L = 90 B = 10 | Tfis1 = -111/-122 Tc = -78.3/-80.8 Te = -55.2 Tf = -37.6/-36.9 Tff = -26.2 | Anhidrita Primaria (6 y 9) | Subhedral Relieve alto Incolora. Roja o miel. | L = 5-40 Globulo 95-60 (6) L = 50-70 B = 50-30 (9) | Cambios de fase no identificados por sus dimensiones (2 a 4µ). | |
| Anhidrita Pseudosec. (6) | Rectangular Rosada Celeste | L = 85 B = 15 | Tfis1 = -136 Tv = -41.6 Tfis2 = -27.6 Tff = -5.2 | Anhidrita Primaria (6) | Irregular Rosado a Incoloro | L = 70 B = 30 | Tfis1 = -112 Tc = -81.5 Tfis2 = -54.1 Tfis3 = -26.4 Tff = -14 | Anhidrita Primaria (6) | Rectangular Incolora, miel o roja. | L1 o S = 10 L2 = 90 | No identificados por sus dimensiones (2 a 4µ). | |
| Anhidrita Pseudosec. (6) | Cuadrangular Rosada Celeste | L1 = 65-90 L2 = 35-10 | Tv = -41.3 Tfis1 = -26.6 Tff = -3.0 | Anhidrita Primaria (6) | Irregular Relieve alto Rosado a Incolora | S = 30-15 L = 50-60 B = 20-25 | Tfis1 = -117.1 Tv = -86.3 Tfis2 = -31.0 Tff = -26.2 | Anhidrita Primaria (7 y 9) | Segun clivaje Rectangular o cuadrangular. Incolora, ámbar o roja. | S = 100 L = 85-90 B = 15-10 | | |
| Anhidrita Primaria (6) | Irregular Incolora | L = 90 B = 10 | Cambios de fase no identificados por sus dimensiones | Anhidrita Primaria (6) | Irregular Incolora | L = 80 B = 20 | Tfi1 = -60.6 Tfi2 = -37.7 Tff = -29.1 | Anhidrita Primaria (7 y 9) | Irregulares. Relieve alto Incoloras, ámbar, ámbar oscuro, rojo. | L = 70 B = 25 B = 5 | | |
| | | | | Anhidrita Primaria (6) | Irregular Incolora | L = 75 B = 25 | Tc? = -71.3 Tfis1 = -56.3 Tfis2 = -49.3 Tff = -22.2 | Anhidrita Secundaria En zona de fractura (9) | Irregular a dendrítica. Miel claro o rojo oscuro. Amarillo verdosa | S = 100 | | |
| | | | | Anhidrita Primaria (6) | Cuadrangular Incolora | L = 10 B = 90 | | | | | | |
| | | | | Anhidrita Secundaria (6) | No presenta Irregulares, alargadas | Mono fásicas | Cambios no identificados por sus dimensiones (2 a 4µ) | | | | | |
| | | | | Cuarzo Secundaria (6) | Relieve muy alto. Rojizas Verde amarillento intenso. | | No identificados por sus dimensiones (2 a 4µ) | | | | | |

Tabla 3. Petrografía, fluorescencia y microtermometría de inclusiones fluidas. L = Líquido, B= Burbuja, Tfi= Temperatura de fusión inicial del sólido, Tc= Temperatura crítica, Tv= Temperatura de vaporización, Tff= temperatura de fusión final del hielo.

| Mineral Origen Muestra | Forma Color Fluorescencia | PE (x-1) | | Ensayo Congelamiento °C | Mineral Origen Muestra | Forma Color Fluorescencia | PE (e-2) | | Ensayo Congelamiento °C |
|---|--|----------------------------|--|---|---|---|---------------------------|------------|--|
| | | Fases presentes (%) | | | | | Fases presentes (%) | | |
| Cuarzo detritico Secundaria (11) | . Rectangular . Incolora o . Rosada . Amarillo . verdosa | L = 95 B = 5 | | Tfi s1 = -114 Tc = -83.8 Tv = -42.0 Tfis2 = -30.8 Tfis3 = -22.9 Tff = -1.3 | Cuarzo detritico Secundaria (5) | . Irregular . Rojiza . Amarillo - . verdosa. | | Monofásica | Cambios de fase no identificados por sus pequeñas dimensiones |
| Cuarzo detritico Secundaria (11) | . Irregular . Incolora a . rosada . Amarillo- . verdosa | L = 85 B = 15 | | Tfi s1 = -132.4 Tc = -79.8 Tfis2 = -49.4 Tff = -6.2 | Cuarzo detritico Secundaria (5) | . Irregular . Incolora o . rojiza | L = 50 B = 50 | | Te = -25.7 Tff = -17 Cambios de fase difíciles de identificar por las dimensiones (4µ). |
| Cuarzo detritico Secundaria (11) | . Irregular . Incolora a . rosada . Amarillo- . verdosa | L = 20 B = 80 | | Tfi s1 = -134 Tv = -41.5 Tfis2 = -24.3 Tff = -1.3 | Cuarzo diagenético Primaria (11) | . Irregular . Incolora | L = 60 B = 40 | | Tfis1 = -26.6 Tff = -4.6 |
| Cuarzo diagenético Primaria (11) | . Facetada . Amarillenta . Amarillo . verdosa | L = 90 B = 10 | | Tfi = -110.7 Tc = -81.0 | | | | | |
| Cuarzo diagenético Primaria (11) | . Irregular . Rosada . Amarillo . verdosa | L = 75 - 80 B = 25 - 20 | | Tfi s1 = -112.0 Tc = -83.4 Tfis2 = -21.2 Tff = -13.8 Tf bitumen? = 30.6 | | | | | |
| Cuarzo diagenético Primaria (11) | . Irregular . Incolora . Amarillo . verdosa | Una fluida | | Tfi = -116.6 Tc = -34.5 Tff = -16.6 Tf bitumen? = +6.9 | | | | | |

Fases ovoidales ambarinas amorfas (ceras minerales?) se formaron durante el congelamiento de inclusiones primarias de cuarzo diagenético. Estas son similares a los glóbulos que se encuentran presentes a temperatura ambiente en inclusiones fluidas en anhidrita. Su fusión se produjo entre -49.3 y -29.7° C.

La separación de dos fases (L+V) a partir de una única burbuja se produjo durante el congelamiento de inclusiones fluorescentes en anhidrita y cuarzo diagenéticos. Esta separación es reversible regenerándose la burbuja entre -83.8 y -78.3° C (Temperatura crítica = Tc, Tabla 4). A temperaturas superiores a la crítica, en el líquido circundante se producen nucleaciones cuyos cristales funden durante la recuperación a diferentes temperaturas.

En las inclusiones acuosas en anhidrita (líquidos incoloros y no fluorescentes) se produce el nucleamiento irreversible de cristales hijos en conge-

lamiento a -5.7° C o a -90° C. Estos cristales son prismáticos y se disponen sobre la pared creciendo hacia su interior, con formas de punta de flecha, semi-rombos y texturas en peine (yeso).

La identificación de los puntos de fusión inicial (eutécticos) y puntos de fusión final de los sólidos formados durante el congelamiento se dan en la Tabla 5. En casos el sólido tuvo una temperatura final de fusión entre 10 y 16° C.

En los ensayos de calentamiento la temperatura de homogeneización sólo tiene significado en las inclusiones acuosas sin evidencias de componentes orgánicos. La sospecha de la presencia de compuestos orgánicos se tuvo en algunas inclusiones en las que al aumentarse su temperatura se produjo el aumento irreversible del tamaño de la burbuja. Se asume que el calentamiento ocasionó el *cracking* de los componentes orgánicos líquidos que pasaron a formar

Tabla 4. Fenómeno crítico y vaporización identificados en inclusiones fluidas.

| Niveles | Pozo | T° crítica (°C) | T° vaporización (°C) |
|---|----------|-----------------|----------------------|
| Sección carbonática superior Anhidrita | PE (x-1) | -81.5 | -41.0 |
| | | -80.8 | -41.6 |
| | PEE(e-2) | -- | -86.3 |
| Sección arenosa superior Cuarzo | PE (x-1) | -83.8 | -41.5 |
| | | -83.4 | -42.0 |
| | | -81.0 | -42.4 |
| | | -79.8 | |

parte de la fase gaseosa. Las esquiras donde se produjo este proceso irreversible fueron descartadas para ensayos posteriores.

En el cuarzo diagenético del nivel arenoso superior las inclusiones acuosas homogenizaron a líquido a una temperatura entre 126 y 137° C con un valor máximo y anómalo de 154° C. En la anhidrita del nivel carbonático superior, las inclusiones euhedrales acuosas homogenizaron a líquido a 121.6° C y las

irregulares que tienen volumen de burbuja menor lo hicieron entre 130.5 y 134.7° C. Los cristales de yeso nucleados en el enfriamiento de inclusiones acuosas en anhidrita fundieron alrededor de +91.0° C.

Geoquímica orgánica

En las muestras de roca total de los mudstones micríticos (PE x-1 y PE e-4) se observaron agregados fluorescentes anaranjado rojizo y rojizos en la zona de grano fino; fluorescencia amarillo intenso alrededor de granos de cuarzo (Fig. 3e); fluorescencia amarillo-verdosa en el contacto de una venilla de cementación silíceo (PE e-4); fluorescencia amarillo verdosa en las tablillas de probable origen orgánico; fluorescencia celeste en microfracturas del carbonato y en los planos de clivaje de la anhidrita (Fig. 3f).

Para los mudstones micríticos de la sección carbonática superior (PE x-1) los valores de COT son bajos, entre el 0.04 y 0.47 % (Tabla 6). El valor anómalo de 5.06 %, registrado en la muestra 11, se debe a la presencia de bitumen (asfalteno) en los poros de la arenisca, determinado en el estudio petrográfico y confirmado con el análisis difractométrico.

En los mudstones, boundstones y grainstones de la sección carbonática superior y en la sección arenosa superior del PE x-1 los valores de MOS son elevados (2470 a 6544 ppm y 7290 ppm respectivamente, Tabla 6). La fracción I es la predominante (hidrocarburos lineales, ramificados y cíclicos). Estos elevados valores de MOS están asociados a una mayor canti-

Tabla 5. Composición de los fluidos diagenéticos.

| | Tfi observada (°C) | Eutécticos (°C) | Tfusión final (°C) | Salinidad equivalente |
|---|--------------------|--|--------------------|---|
| Cuarzo Sección arenosa superior | -52.0 | -52.0: NaCl - CaCl ₂ | -6.9 | 13% (52%CaCl ₂ , 48% NaCl) |
| | -49.4 | -49.5: H ₂ O - Ca Cl ₂ | -6.2 | 10% |
| | -35.5 | -35: NaCl- H ₂ O-MgCl | -6.3 | 10% |
| | -34.5 | | -16.6 | 18-19% |
| | -24.3 | -23.5: H ₂ O-NaCl -K Cl | -1.3 | 3% |
| | -22.9 | -22.9: NaCl - KCl | -6.7 | 13% |
| | -21.2 | -21.2: NaCl-H ₂ O | -13.8 | 15% |
| Anhidrita Sección carbonática superior | -60.6 | -57.0: H ₂ O-NaCl- CaCl ₂ -MgCl ₂ | -29.1 | 28%(7% NaCl, 2.8%CaCl ₂ , 18.2% MgCl ₂) |
| | -56.3 | | -22.2 | 23%(4.6% MgCl ₂ , 6.9% CaCl ₂ , 11.5% NaCl) |
| | -55.2 | -55:NaCl-CaCl ₂ ,H ₂ O | -2.4 | 4.8%(4% CaCl ₂ , 0.8% NaCl) |
| | -54.1 | | -14 | 17%(7.1%NaCl, 9.9% CaCl ₂) |
| | -37.6 | -37:H ₂ O-NaCl- MgCl ₂ | -26.2 | 17-15% |
| | -31.0 | -33.6: H ₂ O - MgCl ₂ | -26.2 | 17%MgCl ₂ |

Tabla 6. Geoquímica orgánica. COT = Carbono orgánico total (%), MOS = Materia orgánica soluble (ppm). FI : Fracción I. Prof.: Profundidad. mbbp: metros bajo boca de pozo.

| Nivel | Muestra Prof. (mbbp) | PE (x-1) | | | PE (e-2) | | | PE (e-4) | | | PEE (x-1) | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|----------------------|-------------|---------|----------|----------------------|-------|---------|----------------------|-------|---------|----------------------|--------------|---------|------|---------------|------|------|--|--|-------------|------|------|--|--|
| | | COT % | MOS ppm | FI % ppm | Muestra Prof. (mbbp) | COT % | MOS ppm | Muestra Prof. (mbbp) | COT % | MOS ppm | Muestra Prof. (mbbp) | COT % | MOS ppm | | | | | | | | | | | |
| Sección carb. superior | 9 = 3347.2 | 0.30 | 3684 | 82 | 9 = 3381.3 | 0.76 | 510 | | | | | 12 = 3442.40 | 0.96 | 725 | | | | | | | | | | |
| | 8 = 3347.50 | | | | 8 = 3383 | 0.41 | 384 | | | | | 11 = 3444.00 | 0.47 | 1342 | | | | | | | | | | |
| | 7 | 0.04 | 2470 | 85 | 7 = 3388 | 0.98 | 2027 | | | | | 10 = 3446.30 | 1.83 | 7188 | | | | | | | | | | |
| | 6 | 0.20 | 128 | 2099.50 | 6 = 3389.2 | 1.79 | 7160 | | | | | 9 = 3446.50 | 1.33 | 5622 | | | | | | | | | | |
| | 5 = 3347.90 | 0.37 | 2468 | 83 | | | | | | | | 8 = 3446.80 | 0.47 | 2926 | | | | | | | | | | |
| | superior | 4 = 3448.80 | 0.35 | 6544 | 88 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 3 = 3349.80 | 0.47 | 4436 | 72 | | | | | | | | | | | | | | | 7 = 3446.90 | 1.04 | 7736 | | |
| 2 = 3351.90 | | 0.19 | 6041 | 81 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 = 3352.65 | | | | 4893.21 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sección arenosa superior | 12 = 3376.60 | 5.06 | 7290 | 66 | 5 = 3391 | 0.59 | 3883 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 11 = 3377.50 | | | | 4 = 3396 | | 1080 | | | | | | | | 6 = 3448.50 | 0.62 | 3920 | | | | | | | |
| | | | | | 3 = 3396.45 | | 1751 | | | | | | | | 5 = 3450.90 | | 1576 | | | | | | | |
| Sección limo arcillosa | 10 = 3379.10 | 0.10 | 632 | 67 | 2 = 3398.40 | 0.39 | 503 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 14 = 3387.10 | | | | 1 = 3399.00 | 0.55 | 1006 | | | | | | | | 3 = 3434/3435 | 0.68 | 882 | | | | | | | |
| Sección arenosa inferior | 13 | 0.15 | 840 | 81 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 22 = 3393.90 | | | | | | | | | | | | | | 2 = 3453.75 | 0.28 | 89 | | | | | | | |
| | 23 = 3394.75 | | | | | | | | | | | | | | 1 = 3455.00 | 0.78 | 1314 | | | | | | | |
| | 21 = 3397.70 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 20 = 3400.30 | 0.10 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 19 = 3402.80 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 18 = 3402.85 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 17 = 3405.60 | 0.17 | 115 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 16 = +3405.6 | 0.03 | 57 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 15 = +3405.6 | 0.08 | 121 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

dad de inclusiones fluidas en sobrecrecimientos y granos de cuarzo.

En los sondeos PE e-2 y e-4 los valores de COT en su sección carbonática y limo arcillosa, superan levemente el límite del 1% y sus valores de MOS son elevados (7160 y 1241 ppm respectivamente, Tabla 6). Al igual que en el PE x-1 estos valores están vinculados a los mudstones que presentan laminación paralela, ausencia de bioturbación y color oscuro (PE e-4). En el PEE x-1 los valores de COT en la sección carbonática superior son superiores al 1%, en tanto que los valo-

res de MOS son inclusive superiores a los del PE x-1 alcanzado valores de hasta 7736 ppm (Tabla 6).

Interpretación de los resultados

Porosidad y nivel de diagénesis

Los procesos diagenéticos que eliminaron, mantuvieron o mejoraron la porosidad actuaron en forma diferencial en las distintas secciones.

En la columna estratigráfica la compactación creciente y la formación de minerales autigénicos tales como cuarzo y anhidrita, causaron la reducción de la porosidad. La formación de minerales autigénicos se vio favorecida por el aumento de la temperatura, la profundidad y la salinidad de los fluidos que acompañan al soterramiento (Blatt *et al.* 1980). La sílice generada por los procesos de solución por presión reprecipita como sobrecrecimientos diagenéticos en los cuarzos detríticos. El mantenimiento de la porosidad inicial en la sección arenosa superior, con escasos contactos cóncavo-convexos y sobrecrecimientos, se debió a la presencia de fluidos porales que inhibieron la compactación, permitiendo la conservación de porosidades anormalmente altas en profundidad (Maxwell 1964). La recristalización de los fangos micríticos y su dolomitización (Blatt *et al.* 1980), junto a una fracturación tardía produjeron un aumento de la porosidad en los niveles carbonáticos. El aumento de la porosidad por la dolomitización se debe al menor volumen de la dolomita con respecto al de la calcita (10-12 %, Blatt *et al.* 1980).

Las areniscas de las secciones arenosas se clasifican de acuerdo a su porosidad remanente como Tipo A, Clase II A 1 (Adams 1964; Cesaretti 1993). La sección arenosa superior por su incipiente compactación física corresponde a un nivel de mesogénesis (Choquette y Pray 1970; Schmidt y McDonald 1979b). La sección arenosa inferior presenta un mayor volumen de cuarzo autigénico que deteriora notablemente su porosidad inicial. Esto se interpreta como debido a la escasez de fluido poral en condiciones de absorber la carga litostática. En la sección arenosa inferior (PE x-1) un 60 % de la porosidad post-compactación fue destruida por las cementaciones silíceas y anhídriticas. Por la presencia de estas cementaciones el nivel de diagénesis se clasifica como de mesogénesis madura.

En la sección carbonática superior la porosidad fue disminuida principalmente por cementación. La anhidrita cementa los poros de los grainstones y de los boundstones estromatolíticos. La esparita y la esparita neomórfica, generadas a partir de fangos micríticos, muestran en casos texturas drusiforme o rellenan y cubren oolitas. Esta textura ha sido interpretada por Tucker (1994) como indicativa de una diagénesis meteórica freática; otra evidencia de textura diagenética es el neomorfismo en la microesparita (Palma 1986). Evidencias de la conservación de la porosidad original son la presencia de canales, vugs y espacios fenestrales, intercrystalinos y mólidos. La porosidad por canales en los mudstones micríticos puede ser primaria, por solución por presión (Bathrust y Land 1986) o por decompactación por pérdida de carga litostática (Parnell *com. verb.*, 1996). El aumento de la porosidad en esta sección se produce por disolución y dolomitización. La disolu-

ción de aragonita en oolitas o restos fósiles con conservación de la envoltura micrítica y precipitación de esparita genera un incremento en el volumen poral. La dolomitización generada por fluidos ricos en magnesio, registrados por microtermometría en las inclusiones fluidas, y que habrían circulado por espacios porales preexistentes, produjo un mosaico dolomítico idiótópico y xenotópico. El reemplazo es importante en los graistones oolíticos donde se observa una conservación parcial de oolitas fracturadas constituyendo una fábrica selectiva en el sentido de Tucker (1994). Otras evidencias de diagénesis no muy avanzada son el reemplazo de la matrix sin evidencias de reemplazos en los granos o bioclastos del resto de la sección carbonática.

Basado en la cementación y la conservación parcial de la porosidad puede interpretarse un nivel de mesogénesis para las secciones carbonáticas. La compactación marcada en las oolitas indicaría un nivel de mesogénesis avanzada (Choquette y Pray 1970). Por su parte la presencia de cristales de dolomita totalmente sanos indicaría una diagénesis tardía (Tucker 1994).

En la sección limo-arcillosa (PE x-1) las cementaciones destruyeron totalmente su porosidad. La carga litostática actuando sobre un nivel con escaso contenido de fluidos fue íntegramente absorbida por los granos de cuarzo, generando una importante solución por presión con recristalización de cuarzo diagenético.

Un bitumen cementa los poros de la sección carbonática y arenosa superior (Fig. 3a y c). Este representaría el producto residual de un hidrocarburo de base asfáltica que sufrió una maduración fraccionada con la pérdida de la fase más volátil ocasionada por un aumento de temperatura durante el proceso diagenético (desasfaltización de Tissot y Welte 1984). Por sus relaciones petrográficas y su asociación con inclusiones fluidas de base asfáltica, esta cementación se produjo durante las etapas tempranas de la diagénesis y luego de la anhídritización.

Fluidos presentes durante la diagénesis: composición y temperaturas

Las inclusiones fluidas registraron la composición de los fluidos presentes durante las cementaciones silíceas y anhídriticas. La mayor cantidad y variedad de inclusiones fluidas en minerales autigénicos (Fig. 3c) se encuentran en los niveles de mayor porosidad. Los fluidos diagenéticos están constituidos por hidrocarburos y soluciones salinas que fueron entrampados en distintas proporciones a partir de un sistema polifásico (heterogéneo). La heterogeneidad está evidenciada por la adherencia y por la existencia de inclusiones con diferentes colores, fases presentes y volumen de

burbuja (Roedder 1984). La diferencia en la compresibilidad entre los fluidos orgánicos y los acuosos habría generado los diferentes volúmenes de burbuja. Para condiciones similares de entrapamiento, un fluido orgánico desarrollará una burbuja mayor que su equivalente acuoso, debido a que el petróleo tienen una compresibilidad cuatro veces mayor que la del agua (Roedder 1963). Esto implica que las inclusiones acuosas con un volumen de burbuja del 10 al 15 % podrían haberse entrapado en condiciones similares a la de una hidrocarburada (fluorescente) con una burbuja que ocupara más que el 50 % de la cavidad. La adherencia observada en inclusiones portadoras de hidrocarburos en anhidrita se origina como consecuencia de la mayor fuerza de atracción que ejerce la pared de la inclusión, respecto a las fuerzas de cohesión internas, en las sustancias orgánicas.

En base a la fluorescencia amarillo verdosa y amarilla en las inclusiones fluidas presentes en el cuarzo de las secciones arenosas y en la anhidrita de la sección carbonática superior se confirmó la presencia de un hidrocarburo de base asfáltica. En la sección carbonática superior las inclusiones fluidas con fluorescencia celeste en la anhidrita registran además la presencia de un hidrocarburo de base parafínica.

En las inclusiones fluidas las fases ambarinas ovoidales y amorfas halladas a temperatura ambiente en la anhidrita de la sección carbonática superior (PE x-1 y PEE x-1) son interpretadas como ceras minerales nucleadas a partir de un hidrocarburo de base parafínica (*cloudy point* alto, $> 25^{\circ}\text{C}$). El *cloudy point* (Tissot y Welte 1984) o punto de turbidez es la temperatura de nucleación de las ceras minerales. Otras ceras fueron nucleadas durante los ensayos microtermométricos, entre -49.3 y -29.7°C , en el interior de las inclusiones fluidas del cuarzo del nivel arenoso superior. Estas permitieron detectar la presencia de un hidrocarburo asfáltico con un *cloudy point* (punto de turbidez) bajo.

La presencia de metano en las inclusiones fluidas del nivel arenoso y carbonático superior fue determinada, en los ensayos de congelamiento, en base al comportamiento crítico del fluido en inclusiones que poseen dos fases (L+B) a temperatura ambiente. Un fluido al estado crítico separa sus fases líquida y vapor cuando la temperatura desciende por debajo de su punto crítico (Roedder 1972). Durante el congelamiento la burbuja (B) se disocia en una fase líquida y una gaseosa (L+V) que homogeniza con una abrupta pérdida del menisco a los -82.1°C . Esto se interpreta como debido al entrapamiento de un fluido orgánico con temperatura crítica baja, de -82.1°C , como es el metano (Burruss 1981). Las determinaciones con puntos críticos cercanos a -82.1°C (Tabla 4) fueron atribuidas a la presencia de impurezas acuosas dentro del metano (Roedder 1972). Se estimó una proporción mínima de 90 % de metano en las burbu-

jas utilizándose el diagrama $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ de Burruss (1981). La presencia de agua en dichas inclusiones fue confirmada por la formación de un sólido (clatrato de metano) que funde en el intervalo $+10/+15^{\circ}\text{C}$ (van den Kerkoof, com. verbal 1995).

La presencia de etano fue deducida por la observación de una vaporización de la fase líquida fluorescente (Tabla 6) en -86.3°C con una homogenización gradual a vapor. Esto fue determinado en la anhidrita de la sección carbonática superior. La presencia de propano fue establecida por la vaporización a -42.1°C en inclusiones de anhidrita de la sección carbonática superior y de cuarzo de la sección arenosa superior. La fluorescencia de la fase líquida descarta la posibilidad de que se tratara de la temperatura de fusión inicial del hielo en una fase acuosa.

Un fluido salino en el que están presentes NaCl - CaCl_2 - MgCl_2 - Na_2SO_4 - NaHCO_3 - Na_2CO_3 (Tabla 5) constituyó el agua de formación durante la diagénesis. Esto fue determinado a partir de los puntos eutécticos en las inclusiones acuosas. La salinidad del agua de formación osciló entre el 1 y el 13 % según los datos de las temperaturas de fusión final del hielo, generado en el congelamiento de la fase acuosa, y los gráficos de Shepherd *et al.* (1985). Una composición similar fue hallada por Mainardi (1980) estudiando el agua de formación actual. En congelamiento la nucleación irreversible de cristales hijos de yeso, que se apoyan sobre la pared de la inclusión, en anhidrita se debería a la reacción del líquido atrapado (H_2O) y la pared de la inclusión (anhidrita). Esto es debido a que, a menores temperaturas, el yeso es más estable que la anhidrita. Las diferentes temperaturas de inicio de la cristalización de los cristales de yeso en las distintas muestras son explicadas por los distintos grados de reacción del líquido acuoso con la pared de la inclusión (anhidrita), variando entre -5 y -90°C . En calentamiento, en pocos casos, la solubilización del cristal se produjo a $+91^{\circ}\text{C}$ debido posiblemente a la baja proporción de sulfato y a la presencia de cloruros. La nucleación de cristales hijos en inclusiones portadoras de hidrocarburos durante el descongelamiento, y luego del punto crítico o de las vaporizaciones, se debería a que el hidrocarburo se ha gasificado no interfiriendo en la cristalización de sales presentes en el líquido.

Las temperaturas de precipitación de los cementos y sobrecrecimientos fueron determinadas sobre la base de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas acuosas. La presencia de metano en el sistema hace innecesaria la corrección de las temperaturas de homogeneización (Pratt y Burruss 1989). La existencia de sobrepresiones puede ser inferida por la presencia de pelitas impermeables (Formación Olmedo) sobre las calizas de la Formación Yacoraite y las microfracturas presentes en los granos de cuarzo detríticos (secciones arenosas). Por

estas evidencias las temperaturas determinadas son las mínimas.

El intervalo de temperaturas de homogeneización entre 121 y 137° C, con un valor anómalo de 154° C, indica que las muestras analizadas están en la zona de generación de hidrocarburos líquidos alcanzando el límite de los hidrocarburos gaseosos (Salas y Seiler 1980; Teichmüller 1986). Estos valores de temperatura corresponden a una diagénesis madura (Schmidt y McDonald 1979) reafirmando lo obtenido con los datos de porosidad. A la misma conclusión se arriba utilizando el gráfico de Schmidt y McDonald (1979, Fig. 5).

La presencia de bitumen, (asfalteno no fluorescente, hidrocarburo pesado, fracción II de cromatografía sólido - líquida), tapizando los poros de la sección arenosa superior y su coexistencia con alineaciones de inclusiones fluidas fluorescentes secundarias en el cuarzo detrítico y primarias en el diagénético, se interpreta como consecuencia de una maduración orgánica *in situ*. Esta maduración produce un craqueo del hidrocarburo generando una fase pesada que queda en los poros y una fase liviana que migra y es atrapada como inclusiones fluidas. La fluorescencia en las inclusiones se debe a la pérdida de los asfaltenos (Riecker 1962). Se asocia la maduración fraccionada de la materia orgánica con el aumento de temperatura producido por el soterramiento de los sedimentos.

Se supone una estratificación en los hidrocarburos debido a que existe un hidrocarburo parafínico en las muestras de las zonas menos profundas de los sondeos (sección carbonática superior) y uno asfáltico en las más profundas (sección arenosa superior).

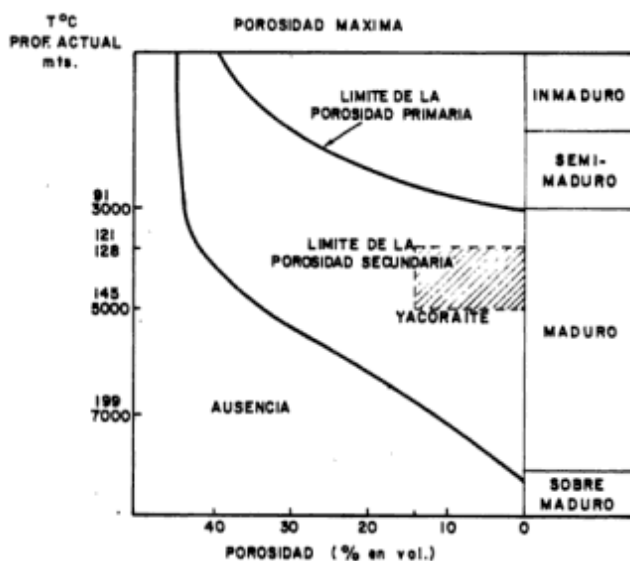


Figura 5: Nivel de diagénesis.

La microscopía de fluorescencia simplifica el estudio y la interpretación de las inclusiones portadoras de hidrocarburos debido a la complejidad de su comportamiento en los ensayos microtermométricos.

Materia orgánica

Los valores de COT de la sección carbonática superior del PE x-1 son inferiores al límite de interés oleogénico (1 %, Tissot y Welte 1984; Jarvie 1991) por lo que se descarta su potencialidad como roca generadora; en tanto que los valores de MOS tanto en la sección carbonática como en la arenosa son elevados indicando que se trata de una roca reservorio. Las evidencias de fluorescencia en la roca total confirman la presencia de un crudo asfáltico en los niveles de grano fino. Este petróleo habría migrado alojándose en las secciones carbonática y arenosa superior en los sectores de menor profundidad de la cuenca intersectados por este sondeo (Fig. 1b). Inclusiones fluidas orgánicas en el sobrecrecimiento de cuarzo evidencian la presencia de hidrocarburos en las etapas iniciales de la diagénesis en la sección arenosa superior. El aumento de la presión sobre los fluidos, por el aumento de la subsidencia en la cuenca, produjo la microfracturación de los granos detríticos que canalizaron la migración del hidrocarburo.

En el PE e-4, ubicado en las posiciones más internas de la cuenca, los valores altos de COT y MOS de las pelitas laminadas (sección limo-arcillosa), permiten concluir que la roca tiene interés simultáneamente como generadora y reservorio, con un sector muy favorable de generación entre los 3434 y los 3439 mbbp. Estas pelitas se formaron en un ambiente no oxigenado y de baja energía (laminación paralela, ausencia de bioturbación, tonalidades oscuras) típico de rocas generadoras (Demaison 1980).

En el PEE (x-1), donde la Formación Yacoraite se encuentra a mayor profundidad (Fig. 1e), los valores de COT en la sección carbonática superior son altos (hasta 1.83%) y están dentro del campo de las rocas generadoras. A su vez los valores elevados de MOS, en la sección carbonática superior (desde 725 hasta 7736 ppm) y en la sección arenosa superior (1576 y 3920 ppm), se interpretan como correspondientes a una roca reservorio. Los altos valores de MOS podrían deberse también a la presencia de un hidrocarburo migrado desde la zona del cercano PE e-4 donde los valores de COT son muy elevados.

Evolución diagénética

La alta tasa de sedimentación ocurrida en el Mioceno Medio, generó un soterramiento rápido de la Formación Yacoraite (Carlé y Moyano Paz 1992).

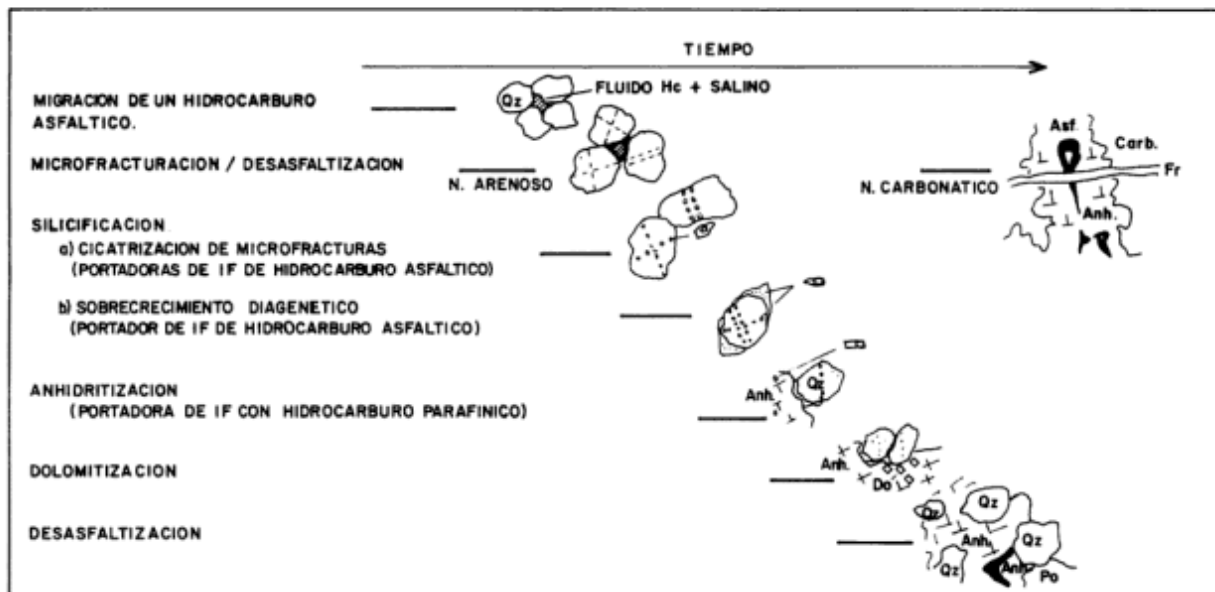


Figura 6: Evolución diagenética.

El soterramiento provocó un aumento en la presión litostática que ocasionó una compactación en la pila sedimentaria. Esta compactación fue inhibida, en algunos sectores, por la presencia de fluidos interporales que posibilitaron la conservación de valores elevados de porosidad en profundidad. La maduración de la materia orgánica fue debida al soterramiento que ocasionó un aumento simultáneo de la presión y la temperatura. El aumento de la presión poral provocó un aumento adicional de la temperatura del fluido (Narr y Burruss 1984). Además de la maduración de los componentes orgánicos la temperatura produjo el craqueo de la materia orgánica y la primera desasfaltización (Fig. 6). Durante este proceso se produjo simultáneamente la silicificación en las secciones arenosas que habría sido provocada por la solubilización de la sílice causada por una solución por presión de cuarzo detrítico.

La temperatura produjo a su vez un aumento en el volumen del fluido orgánico que ocasionó una sobrepresión poral que origina microfracturas en los granos de cuarzo detrítico de las secciones carbonáticas con potencialidad generadora. Estas fueron las vías de migración primaria del fluido hidrocarburo que es atrapado como inclusiones al producirse la cicatrización del grano de cuarzo. En la sección arenosa superior el incremento de temperatura ocasionó una maduración fraccionada de un fluido orgánico que provocó microfracturas similares en los granos detríticos de cuarzo y que fueron utilizadas como vías de migración secundaria.

Como producto de la maduración de la materia orgánica en las etapas iniciales de la diagénesis en los mudstones se obtiene anhídrido carbónico y carboxilo (Schmidt y McDonald 1979). Estos compuestos en

presencia de agua generan ácido carbónico que solubiliza a la calcita de los grainstones y boundstones estromatolíticos. Los cristales sanos de la esparita indican que ésta se formó luego de la compactación del paquete sedimentario y a partir de la calcita solubilizada como ya lo indicara Palma (1986). Las texturas indican que la esparita se formó al comienzo de la diagénesis.

El Ca disuelto en un fluido que contenía además hidrocarburo, combinado con el sulfato de la solución, ocasionó la precipitación de la anhidrita que es portadora de inclusiones fluidas orgánicas. Este proceso disminuyó la relación Ca/Mg de la solución y habría provocado una posterior precipitación de dolomita. En la sección carbonática superior se evidencia además una nueva desasfaltización que cementa los poros dejados por la anhidritización.

Las inclusiones fluidas orgánicas indican que los hidrocarburos estuvieron presentes desde las etapas iniciales de la diagénesis en las rocas de la Fm. Yacoraite y persiste en la actualidad. Un evento de fracturación, libre de cementos, es el último registro en la historia diagenética del yacimiento en este sector de la cuenca y es el espacio que contiene probablemente los hidrocarburos que se extraen en el presente.

Se desconoce si el fluido migró simultáneamente a las secciones arenosa superior y carbonática superior o si lo hizo primero a la arenosa para migrar luego a la carbonática.

Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, a los Departamentos de Geología y Biología de la Universidad

Nacional del Sur, al INIBIBB y a YPF por haber facilitado la realización de este estudio, a M. del R. Rosso por la realización de los análisis geoquímicos, a G. G. Bonorino por su colaboración durante la labor de Tesis doctoral y a EPP por haber permitido la publicación de estos resultados.

Agradecen además las sugerencias realizadas por R. Marquillas y un revisor anónimo, que contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Facultad de Ciencias Naturales, 212 p.
- Adams, W. L., 1964. Diagenetic aspects of Lower Morrowan, Pennsylvanian, sandstones, northwestern Oklahoma. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 48 (9): 1568-1580.
- Aguirre, C. A., Balaña, M. A., Ferraresi, P. L., Schellotto M. L. y Somosiuk, N., 1988. Estudio diagenético de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior) en la Subcuenca de Lomas de Olmedo, Provincia de Salta. Actas 2º Reunión Argentina de Sedimentología: 1-5. Buenos Aires.
- Bathrust, R. G. C. y Land, L. S., 1986. En: Warme, J. E. y Shanley, K. W.: Carbonate depositional environments. Modern and Ancient. Part 5: Diagenesis 1. Colorado School of Mines Quarterly, 81 (4): 41 p., Golden, Colorado.
- Bianucci, H. A.; Acevedo, O. M. y Cerdán, J. J., 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca de Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y Formosa). Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 159-172.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R., 1980. Origin of sedimentary rocks. Second Edition. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey. 722 p.
- Boll, A., 1990. Identificación y correlación de secuencias somerizantes Miembro "Las Avispas" (Formación Yacoraite) Noroeste Argentino. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2, 153-156.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha. (Publicado por la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba). En: Turner, C. M. y Mon, R., 1979.
- Burruss, R. C., 1980. Fluorescence microscopy of hydrocarbon fluid inclusions: relative timing of hydrocarbon migration events in the Arkoma Basin, NW Arkansas. EOS Transactions, American Geophysical Union, 61: 400.
- Burruss, R. C., 1981. En: Hollister, L.S. y Crawford M. L. (Eds.), Fluid inclusions: Applications to Petrology. Chapter 3: Analysis of phase equilibria in C-O-H-S fluid inclusions, p. 39-74. Chapter 6: Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis, p. 138-156. Short Course Handbook, 6, Mineralogical Association of Canada.
- Burruss, R. C., Cercone, K. R. y Harris, P. M., 1985. Timing of hydrocarbon migration: evidenced from fluid inclusions in calcite cements, tectonic and burial history. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 36: 277-289.
- Carlé, R. J., Di Persia, O. E. y Bellotti, H. J., 1991. Geología del sector noroeste de la provincia de Formosa. Boletín de Informaciones Petroleras, 26: 2-17. Buenos Aires.
- Carlé, R. y Moyano Paz, R., 1992. Distribución del índice de madurez térmica en un sector de la subcuenca de Lomas de Olmedo. Boletín de Informaciones Petroleras, 30: 85-93. Buenos Aires.
- Cesaretti, N. N., 1993. Inclusiones fluidas de hidrocarburos: Su utilidad en la interpretación de la maduración y migración del petróleo. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 170 p. Bahía Blanca. (Inédito).
- Cesaretti, N. N., Domínguez, E. y González Bonorino, G., 1992. Un método microscópico para determinar cuantitativamente la evolución de la porosidad en areniscas y calizas. Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología, 2: 65-72. La Plata.
- Chiarenza, D. G. y Ponzoni, E., 1989. Contribución al conocimiento geológico de la Cuenca Cretácica en el ámbito oriental de la Subcuenca de Lomas de Olmedo, Provincia de Salta, República Argentina. Actas 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Instituto Argentino del Petróleo, 1: 209-228. Mar del Plata.
- Choquette, P. W. y Pray, L. C., 1970. Geologic nomenclature and classification of Porosity in sedimentary carbonates. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 54 (2): 207-250.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.H., 1995. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. En: Tankard, A. J., Suarez, S. R. y Welsink, H. J. (Eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62: 129-161.
- Crawford, M. L., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. En: Hollister, L. S. y Crawford M. L. (Eds.): Fluid inclusions: Applications to Petrology. Short Course Handbook, 6: 75-97. Mineralogical Association of Canada.
- Demaison, G. J. y Moore, G. T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 64 (8): 1179-1209.
- Dhamelincourt, P., Beny, J. M., Dubessy, J. y Poty, B., 1979. Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. Bulletin of Mineralogy, 102: 600-610.
- Di Persia, O. E., Carlé, R. J. y Bellotti, H., 1991. Geología Petrolera en la Subcuenca de Lomas de Olmedo. Boletín de Informaciones Petroleras, 25: 14-29. Buenos Aires.
- Donnelly, H. G. y Katz, D. L., 1954. Phase equilibria in the carbon dioxide-methane system. Industrial Engineering Chemistry, 46: 510-517.
- Franca, A. B., Milani, E. J., Schneider, R. L., López, P. O., López, M. J., Suarez, S., Santa Ana, H., Wiens, F., Ferreiro, O., Rosello, E. A., Bianucci, H. A., Flores, R. F. A., Vistalli, M. C., Fernández Seveso, F., Fuenzalida, R. P. y Muñoz, N., 1995. Phanerozoic correlation in southern South America. En: Tankard, A. J., Suarez, S. R. y Welsink, H. J., (Eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir. 62: 129-161.
- Gómez Omil, R., De Muro, D., Hernández, S. y Navarro, C., 1984. Reconocimiento de islas barrera en la Formación Yacoraite en el flanco suroriental de la Subcuenca de Lomas de Olmedo, Provincia de Salta. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 5: 102-110.
- Gómez Omil, R. J., Boll, A. y Hernández, R. M., 1989. Cuenca Cretácica-Terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta). En: Chebli, G. y Spalletti, L., (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 2: 43-64. Universidad Nacional de Tucumán.
- Jarvie, D. M., 1991. Total organic carbon analysis. En: Merrill, R. K. (Ed.): Source and migration process and evaluation techniques. Treatise of Petroleum Geology. Handbook of petroleum geology, pp. 113-118. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, USA.
- Mainardi, J., 1980. Informe de Pozo (Pozo Escondido x-1). Informe YPF. (Inédito). Buenos Aires.
- Marquillas, R. y Salfity, J. A., 1990. Las facies calcáreas cretácicas del Cordón de los Siete Hermanos, provincia de Jujuy, República Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 117-120, San Juan.
- Marquillas, R. A. y Salfity, J. A. 1994. Relaciones estratigráficas

- regionales de la Formación Yacoraite (Cretácico Superior), Norte de la Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 6: 479-483.
- Marquillas, R., Boso, M. A. y Salfity, J. A., 1984. La formación Yacoraite (Cretácico Superior) en el Norte Argentino, al sur del Paralelo 24. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 300-310.
- Maxwell, J. C., 1964. Influence of depth, temperature and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 48 (5): 697-709.
- Méndez, J. M. y Viviers, G., 1973. Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la formación Yacoraite. (Provincias de Salta y Jujuy). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 467-470.
- Mon, R. y Salfity, J.A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina. En: Tankard, A. J., Suárez, R. y Welsink, H. J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 62: 269-283.
- Murray, R. C., 1957. Hydrocarbon fluid inclusions in quartz. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 41(5): 950-956.
- Narr, W. y Burruss, R. C., 1984. Origin of reservoir fractures in Little Knife Field, North Dakota. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 68 (9): 1087-1100.
- Palma, R., 1986. Procesos diagenéticos en las rocas calcáreas de la Formación Yacoraite. Cretácico Superior. Noroeste de Argentina. 1º Reunión Argentina de Sedimentología. *Resúmenes Expandidos*: 236-238. La Plata.
- Pratt, L. M. y Burruss, R. C., 1989. Evidence for petroleum generation and migration in the Hartford and Newark basins. En: Froelich, A. J. y Robinson, G. R. (Eds.): *Studies of the Early Mesozoic Basin of Eastern United States*. U.S. Geological Survey, *Bulletin* 1776: 74-79
- Riecker, R. E., 1962. Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 46 (1): 60-75.
- Roedder, E., 1972. Composition of fluid inclusions. U. S. Geological Survey, *Professional Paper*, 440 JJ, 183 p.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions evidence on the environments of sedimentary diagenesis, A Review. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 26: 85-105. Tulsa, Oklahoma. USA.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *American Mineralogist Society, Reviews in Mineralogy*, 12. 644 pp.
- Salas, A. y Seiler, J., 1980. Termopalinología: Confiabilidad del método "luz transmitida". Primera parte. *Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinología, Boletín*, 7: 23-37.
- Salfity, J. A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eocénico?), Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 11-26. Buenos Aires.
- Salfity, J. A., Monaldi, C. A., Marquillas, R. A., González, R. E., 1993. La inversión tectónica del umbral de Los Gallos en la Cuenca del Grupo Salta durante la fase incaica. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 200-210.
- Schmidt, V. y McDonald, D., 1979a. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 26: 209-225.
- Schmidt, V. y McDonald, D., 1979b. The role of secondary porosity in the course of sandstones diagenesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 26: 175-207.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. y Alderton, D. H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie Ed. 239 p. Glasgow and London.
- 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.
- Tankard, A. J., 1994. Evolution of sedimentary basins. *Short Course*. A.J. Tankard Enterprises Ltd. 215 p. Calgary, Alberta, Canadá.
- Tankard, A. J., Suarez, S. R., y Welsink, H. J., 1995. *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62.
- Teichmüller, M., 1986. Organic Petrology of source rocks, history and state of the art. *Advances in Organic Geochemistry 1985. Organic Geochemistry*, 10: 581-599.
- Tissot, B. P. y Welte, D. H., 1984. *Petroleum formation and occurrence*. Springer-Verlag. Germany. 2nd. Edition, 699 p. Heidelberg.
- Tucker, M. E., 1994. *Sedimentary petrology. An Introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Scientific Publications. 260 pp. Oxford.
- Turner, J. C. M., 1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15 (1): 15-39. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M. y Mon, R., 1979. Cordillera Oriental. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 57-94. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Uliana, M., Biddle, K. T. y Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 46: 599-614.
- YPF, 1993. Folleto informativo. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza.
- Zilli, N., Gómez Omil, R. y Lema, E., 1982. Consideraciones sobre la prospección de hidrocarburos en la F. Yacoraite en el sector suroriental de Lomas de Olmedo. Informe YPF. Buenos Aires. (Inédito).

Recibido: 16 de noviembre, 1995

Aceptado: 7 de octubre, 1997

Carta predictiva de anomalías de Bouguer para el sector de la sierra Grande de San Luis, Argentina

Gustavo A. RAMÉ¹ y Antonio INTROCASO²

¹ CONICET y Cátedra de Tectónica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba

² Instituto de Física de Rosario, CONICET, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Av. C. Pellegrini 250, 2000 Rosario

ABSTRACT. Predictive Bouguer gravity anomaly chart of the Sierra Grande de San Luis, Argentina. Correlation between gravity anomalies and topographic elevations of several zones of Argentina have been used to make predictive Bouguer gravity anomaly charts of the Sierra Grande de San Luis. These charts were then compared with gravity charts made from fewer observed values to separate elevation-derived anomalies from density-derived anomalies. The best ones were correlated with the regional geology.

Introducción

El sector noreste de la provincia de San Luis cuenta con una base de datos compuesta de 450 estaciones con valores de 'g' y altimetría medidas por el Instituto Geográfico Militar (IGM) y el Instituto de Física de Rosario (IFIR). Ultimamente, personal del Instituto Fernando Volponi (UNSJ) e IFIR (UNR) ha realizado mediciones de gravedad al noroeste de la sierra Grande de San Luis. Es importante destacar que ninguna de las líneas gravimétricas atraviesan el sector serrano, por el contrario este último es enteramente rodeado siguiendo el trazado de las rutas principales que conducen a la ciudad de San Luis.

La sierra Grande se caracteriza por poseer escasa información gravimétrica. No obstante el tratamiento estadístico de las relaciones entre AB y H en zonas adyacentes como las sierras de Córdoba (Miranda e Introcaso 1996) nos permite realizar una predicción acerca del posible comportamiento de las anomalías de Bouguer en aquellos sectores en los cuales la información es escasa o inexistente. Los resultados obtenidos tienen un carácter meramente predictivo. La sola esencia de las anomalías de gravedad señala su vinculación tanto con las altitudes como con las densidades de las masas en juego. En nuestro método prevalecen los efectos altimétricos sobre las densidades, como claramente se aprecia si consideramos las anomalías de 'g' obtenidas a partir de las relaciones

estadísticas con las altitudes en una sierra como la de San Luis, carente de mediciones de gravedad. En contraposición los métodos clásicos interpolan o extrapolan valores de 'g' ignorando las altitudes como señal de entrada. Los objetivos de este trabajo son: 1, extraer conclusiones comparando las cartas construidas con ambos métodos y 2, evaluar la efectividad de estas predicciones cuando en el futuro se realicen mediciones de 'g' en zonas hoy despobladas de ellas.

Es importante destacar, respecto a este último objetivo, que a partir de un relevamiento gravimétrico que atravesó la Sierra Grande de San Luis fueron obtenidos resultados preliminares, luego de enviado este trabajo, que validarían la predicción encontrada.

Ubicación del área

El área estudiada comprende el sector de la sierra Grande de San Luis ubicado en el extremo noreste de la provincia, entre los 32° y 33° 30' lat. S y 65° y 66° 30' long. O. El límite oriental es compuesto por el valle de Conlara y la sierra de Comechingones (Córdoba), por el oeste limita con la cuenca de San Luis, mientras que el límite sur está compuesto de oeste a este por las cuencas de Beazley y Mercedes (Fig. 1).

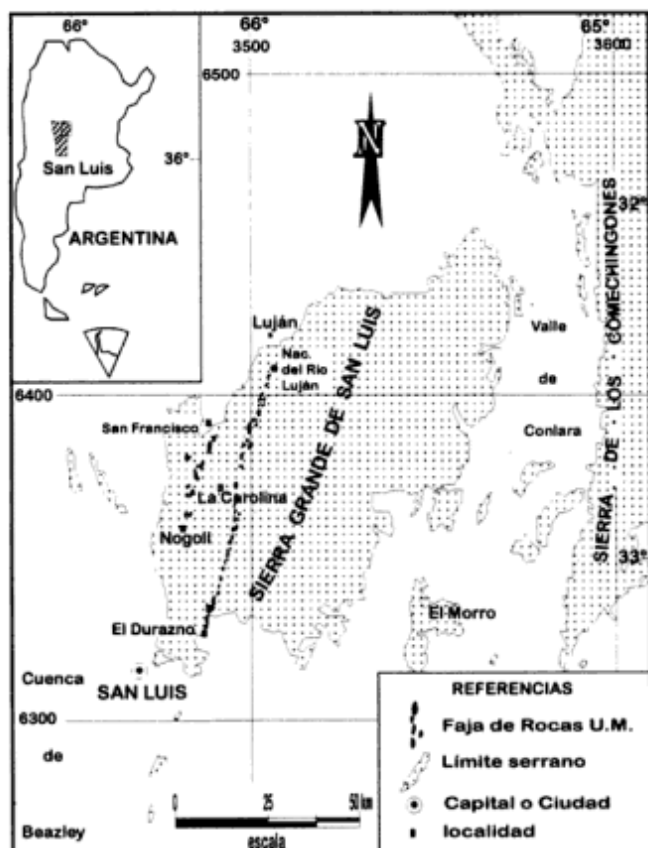


Figura 1: Mapa de ubicación de la sierra de San Luis sobre la cual se realizó la predicción.

Metodología

Las relación estadística entre anomalías de Bouguer y altitudes medias ha sido usada para detectar cambios a escala regional en las densidades de corteza y manto de diferentes regiones continentales a fin de evaluar el estado de equilibrio isostático (Woollard 1969; Introcaso 1980; Lion e Introcaso 1987; Introcaso y Huerta 1982; Miranda e Introcaso 1996).

La metodología consiste en determinar estadísticamente la relación lineal entre anomalías medias de Bouguer (AB) y altitudes medias (H) de un área considerablemente extensa. Para ello, y a partir de datos observados, debe generarse una grilla regular que contenga valores medios AB y H. Los primeros se obtuvieron del archivo de datos gravimétricos que posee el IFIR, mientras que los segundos fueron generados a partir de la digitalización satelital del terreno. La densidad de grilla utilizada en este caso fue de 15' x 15' dada las dimensiones del sector estudiado (1° 30' x 1° 30').

Una vez regularizada la grilla se construye un gráfico XY con los pares AB y H. En las abscisas se representan las anomalías de Bouguer medias, mientras que en las ordenadas se representan las altitu-

des medias. A partir de este gráfico se calculan utilizando mínimos cuadrados las rectas de regresión representativas de cada conjunto de datos y por ende de cada región.

La comparación de las rectas de regresión representativas de cada región, permite interpretar variaciones de espesores corticales y de densidad en corteza y manto superior causadas por heterogeneidades de masa en las distintas áreas continentales y detectadas a través del estudio del campo gravitatorio (Woollard 1969).

Resultados

Analizamos seis zonas distintas (Fig. 2). Las primeras dos zonas y la sexta fueron tratadas estadísticamente con anterioridad por otros autores: I, zona central sudamericana (Introcaso *et al.* 1995) que abarca desde 30° a 39° de Latitud Sur.

II, Provincia de Córdoba (Miranda e Introcaso 1996). Las demás zonas corresponden a: III, Sierras de San Luis: datos procesados por nosotros a partir del archivo gravimétrico del IFIR. IV, Córdoba al este de los 64° 30' long. O. V, Córdoba al oeste de los 64° 30' long. O. VI, Argentina (Woollard 1969).

Introcaso *et al.* (1995) han analizado las relaciones entre AB y H dividiendo a la zona sudamericana en tres secciones. Tomaremos la expresión encontrada para la zona central que abarca desde los 30° hasta los 39° de Latitud Sur:

$$AB \text{ [mGal]} = -66.1 \times H - 10.28 \quad (\text{Introcaso } et \text{ al. } 1995) \quad (1)$$

Adyacentes a las sierras de San Luis se encuentran las sierras de Córdoba que cuentan con una gran riqueza en información gravimétrica. Recientemente, estudios llevados a cabo por Miranda e Introcaso (1996) señalan resultados que confirmaron una vez más el exceso de densidad en el sector serrano cordobés respecto a las expresiones encontradas para los Estados Unidos (Woollard 1969).

Los resultados para la Provincia de Córdoba son:

$$AB \text{ [mGal]} = -61 \times H - 2.12 \quad (\text{Miranda e Introcaso } 1996) \quad (2)$$

Para las sierras de San Luis se obtuvo en este trabajo la siguiente expresión:

$$AB \text{ [mGal]} = -15.5 \times H - 40.9 \quad (3)$$

Para definir las zonas IV y V se consideraron las últimas hipótesis sobre evolución de las sierras de Córdoba (Kraemer *et al.* 1993; Ramos y Vujovich 1993; Ramé *et al.* 1995; Escayola *et al.* 1996) que señalan para Córdoba heterogeneidad lateral de densidades como producto de una colisión mayor entre dos bloques cuyo límite aproximado sería, a la latitud de

Las expresiones obtenidas para estas zonas son:

$$AB \text{ [mGal]} = -39.5 \times H + 3.8 \quad (4)$$

$$AB \text{ [mGal]} = -23.7 \times H - 32.9 \quad (5)$$

Por último hemos extractado de Woollard (1969) una expresión para Argentina:

$$AB \text{ [mGal]} = -80.55 \times H + 0.76 \quad (6)$$

Si ahora construimos un gráfico (Fig. 2) a partir de estas seis expresiones podremos extraer las siguientes conclusiones:

1) Las expresiones encontradas para Argentina (Woollard 1969) y la zona central sudamericana (Introcaso *et al.* 1995) son aproximadamente similares.

2) La expresión dada por Miranda e Introcaso (1996) señala valores menos negativos para Córdoba que los hallados para toda la Argentina y zona central sudamericana que indicaría un exceso relativo en la densidad del sector II (Córdoba) respecto del total de la Argentina.

3) Observando las expresiones para Córdoba E y Córdoba O también advertimos una variación de densidades entre el sector este de Córdoba (mayor densidad relativa) y el sector oeste (menor densidad relativa).

4) Las sierras de San Luis, a pesar de la pobre información, presenta una expresión similar a la obtenida para el sector oeste de Córdoba que indicaría una densidad relativamente menor que el sector oriental cordobés.

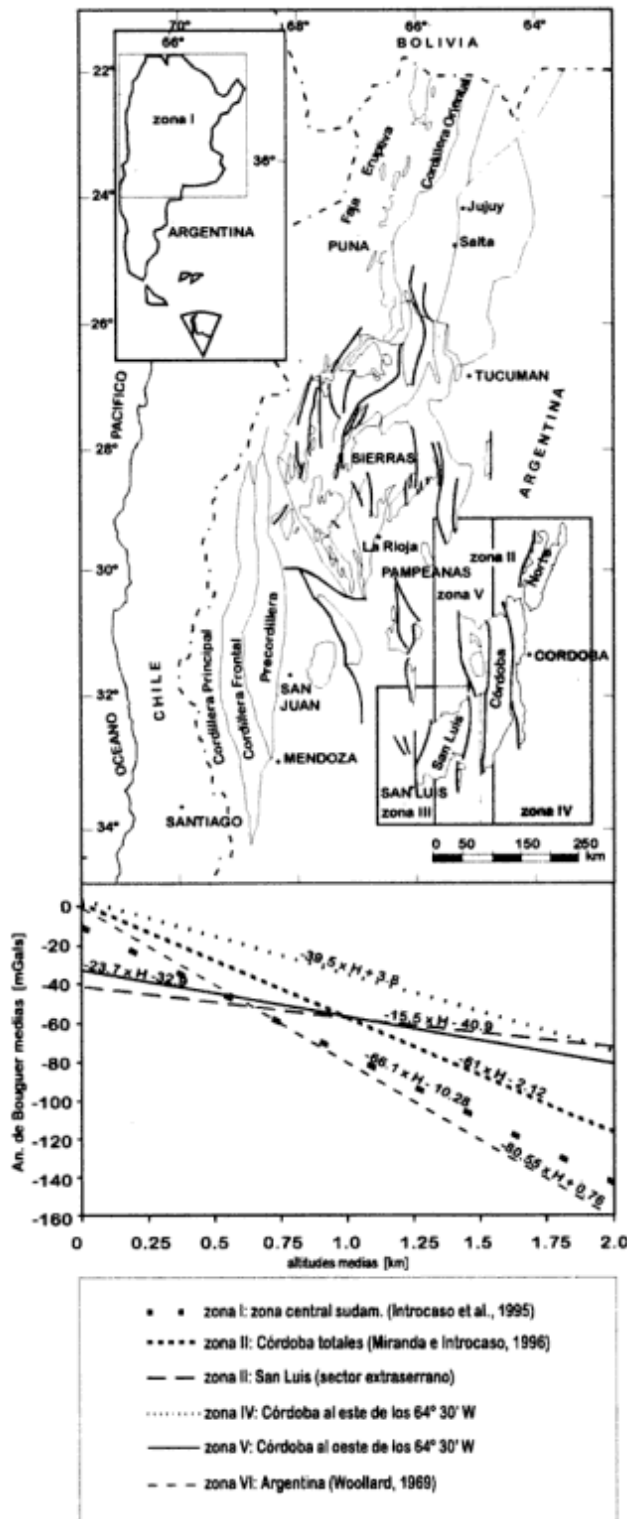


Figura 2: Relaciones AB vs. H.

Córdoba, los 64° 30' de long. O. Por lo tanto, al este de esa longitud se hallaría la zona IV y al oeste la zona V.

Análisis de la carta de anomalías de Bouguer a partir de los datos observados

Existe una irregular distribución de los datos de observación en el sector de la sierra Grande de San Luis, con un manifiesto hueco sobre el positivo de la sierra, a pesar de ello hemos construido una carta de isoanómalas de Bouguer con el fin de analizar el comportamiento de las anomalías. Se utilizó el método de interpolación de mínima curvatura (Briggs 1974) con una densidad de grilla de 15' x 15' (9 x 11 elementos). En el sector serrano prevalecen valores de -60 a -65 mGal, siendo este el valor más bajo de la zona (Fig. 3). Se advierte claramente el desplazamiento de la isoanómala de -60 mGal respecto de la sierra de San Luis. Esta falta de correlación se debe sin duda a la carencia de mediciones dentro del cinturón de estaciones observadas que rodea el positivo serrano. La Fig. 4 que describiremos posteriormente intenta realizar una predicción basada en las altitudes. Hacia el este, a unos 100 km y fuera del recuadro de estudio se pasa a valores entre -10 y 0 mGal mediante un fuerte gradiente ascendente que fue interpretado como una sutura entre dos bloques continentales (Ramé *et al.* 1995; Escayola *et al.* 1996).

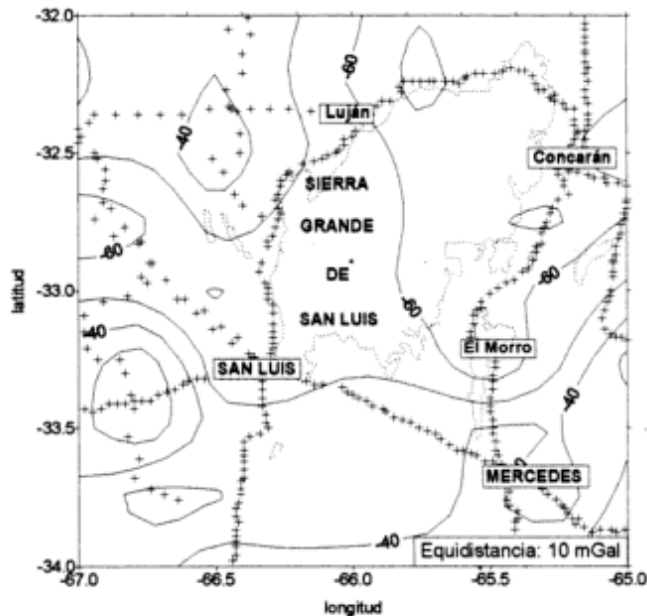


Figura 3: Carta de anomalías de Bouguer a partir de los datos observados. Sector de las sierras de San Luis. Densidad de grilla 15' x 15'.

Elaboración y análisis de cartas predictivas de anomalía de Bouguer

Hemos utilizado las expresiones analizadas anteriormente a fin de elaborar cartas predictivas de anomalías de Bouguer para la sierra Grande de San Luis. La base topográfica fue obtenida a partir de la digitalización satelital del terreno. La densidad de grilla utilizada fue de 15' x 15'. Mediante esta metodología hemos construido cinco cartas predictivas de anomalías de Bouguer (Fig. 4).

Las expresiones utilizadas para la generación de estas cartas son de tipo lineal:

$$AB \text{ [mGal]} = a \times H + b$$

Por lo tanto, las isoanómalas de Bouguer adquieren en todos los casos una configuración similar a las curvas de nivel de la topografía del lugar y el valor de cada curva de nivel es una función lineal de la topografía expresado en mGals.

En la Fig. 4 se advierte este detalle, pero si observamos los valores de las isoanómalas, encontramos algunas diferencias.

En todos los casos existe un sector dominado por anomalías máximas negativas cuyo centro está ubicado en la porción centro-oeste de la sierra Grande de San Luis oscilando entre -40 mGal y -100 mGal.

Los valores calculados para cada caso son:

según zona central sud:

$$-40 > AB > -100 \text{ [mGal]} \text{ (según 1);}$$

según Córdoba (totales):

$$-30 > AB > -85 \text{ [mGal]} \text{ (según 2);}$$

según Córdoba E:

$$-20 > AB > -50 \text{ [mGal]} \text{ (según 4);}$$

según Córdoba O:

$$-40 > AB > -65 \text{ [mGal]} \text{ (según 5);}$$

según datos de Argentina:

$$-35 > AB > -100 \text{ [mGal]} \text{ (según 6).}$$

La carta construida a partir de los datos observados fue comparada con las cartas predictivas. El resultado de la comparación dio lugar a la generación de cartas residuales que muestran cualitativamente el apartamiento de los valores predictivos respecto de los observados (Fig. 5).

La ecuación utilizada para generar las cartas residuales fue la siguiente:

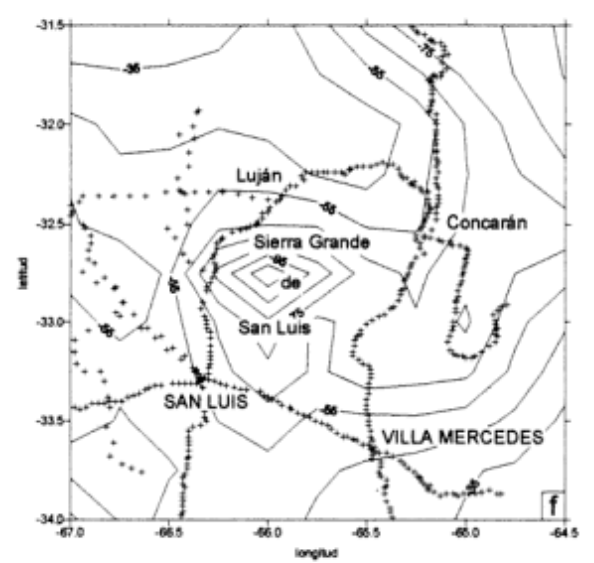
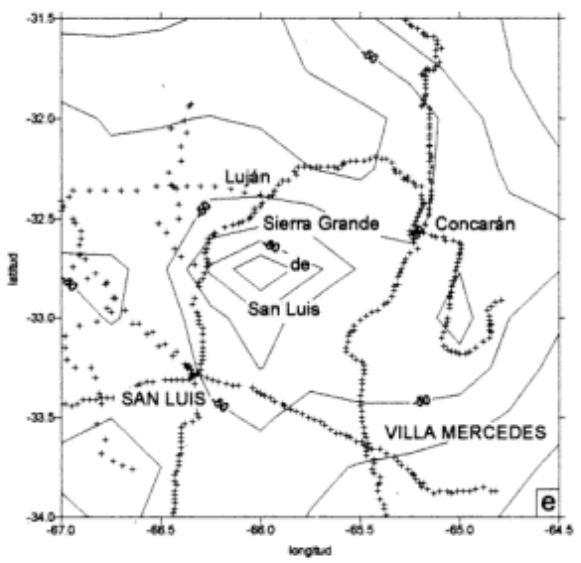
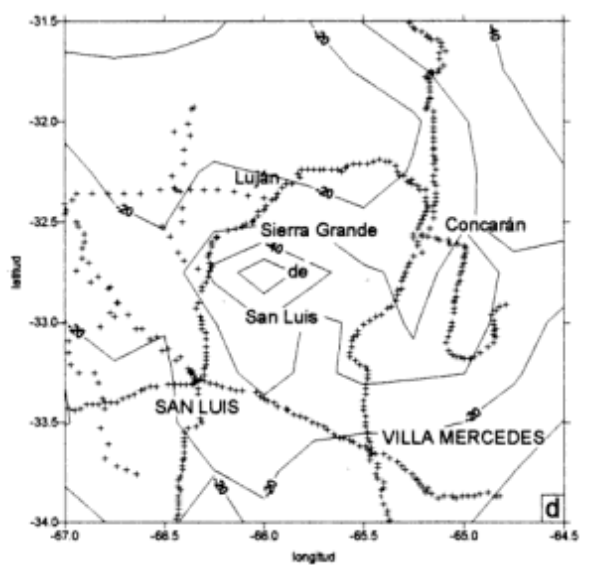
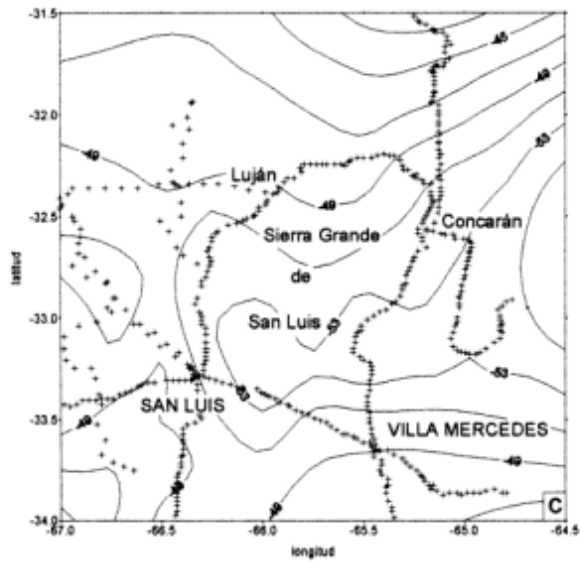
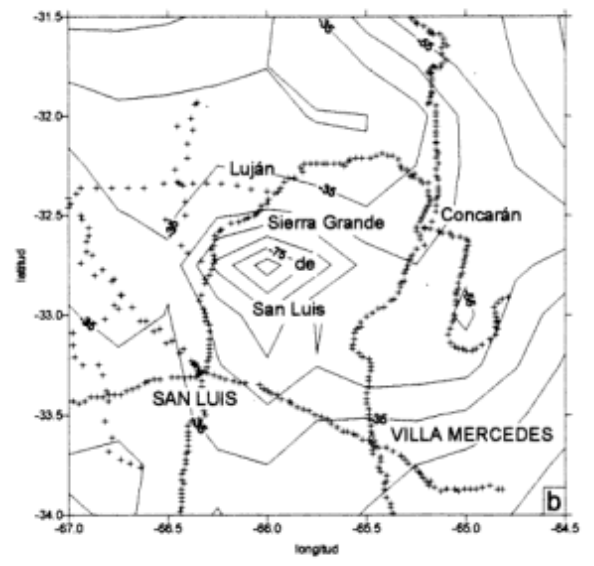
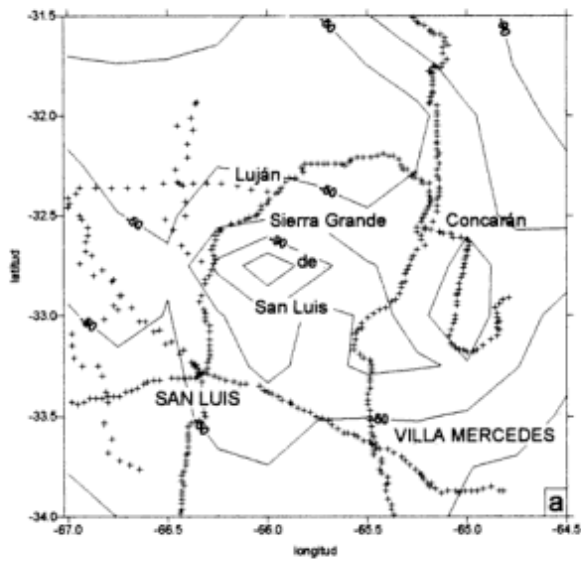
$$\text{carta (residual)} = \text{carta (datos de observación)} - \text{carta predictiva (teórica)}$$

Esto nos permitió separar zonas en las cuales prevalecen anomalías de densidad sobre anomalías relacionadas con la topografía.

En la Fig. 5 se reconocen áreas residuales positivas coincidentes con los sectores de anomalías predictivas máximas negativas. Estos valores van desde 5 mGal a 60 mGal. Posiblemente esto sea debido a que las predicciones de AB en esos sectores serían inferiores a los valores de observación. Si esto es válido, es de esperar que existan variaciones en las densidades de las rocas tomando valores más elevados en donde los residuos sean positivos.

Cualitativamente hemos elegido la carta residual de AB de la figura 5b para destacar cierta correlación entre los rasgos geológicos y las anomalías de densidad predictivas. Si tenemos en cuenta la configuración del basamento de la sierra Grande, en los sectores en los cuales inferimos exceso de densidad existen numerosos afloramientos de rocas ultramáficas (Fig. 6a). La denominada faja de "complejos ultramáficos zonales" (Kilmurray y Villar 1981; Villar 1985) bordea el flanco oriental de la sierra de San Luis a lo largo de aproximadamente 80 km en dirección submeridiana. Los cuerpos se hallan agrupados en dos corridas, la corrida oriental aflora desde la localidad de El Durazno hasta las nacientes del Río Luján, la

Figura 4: Mapas predictivos de AB a partir de las expresiones de regresión para: a, zona central sudamericana; b, Córdoba (totales); c, San Luis; d, Córdoba este; e, Córdoba oeste y f, Argentina.



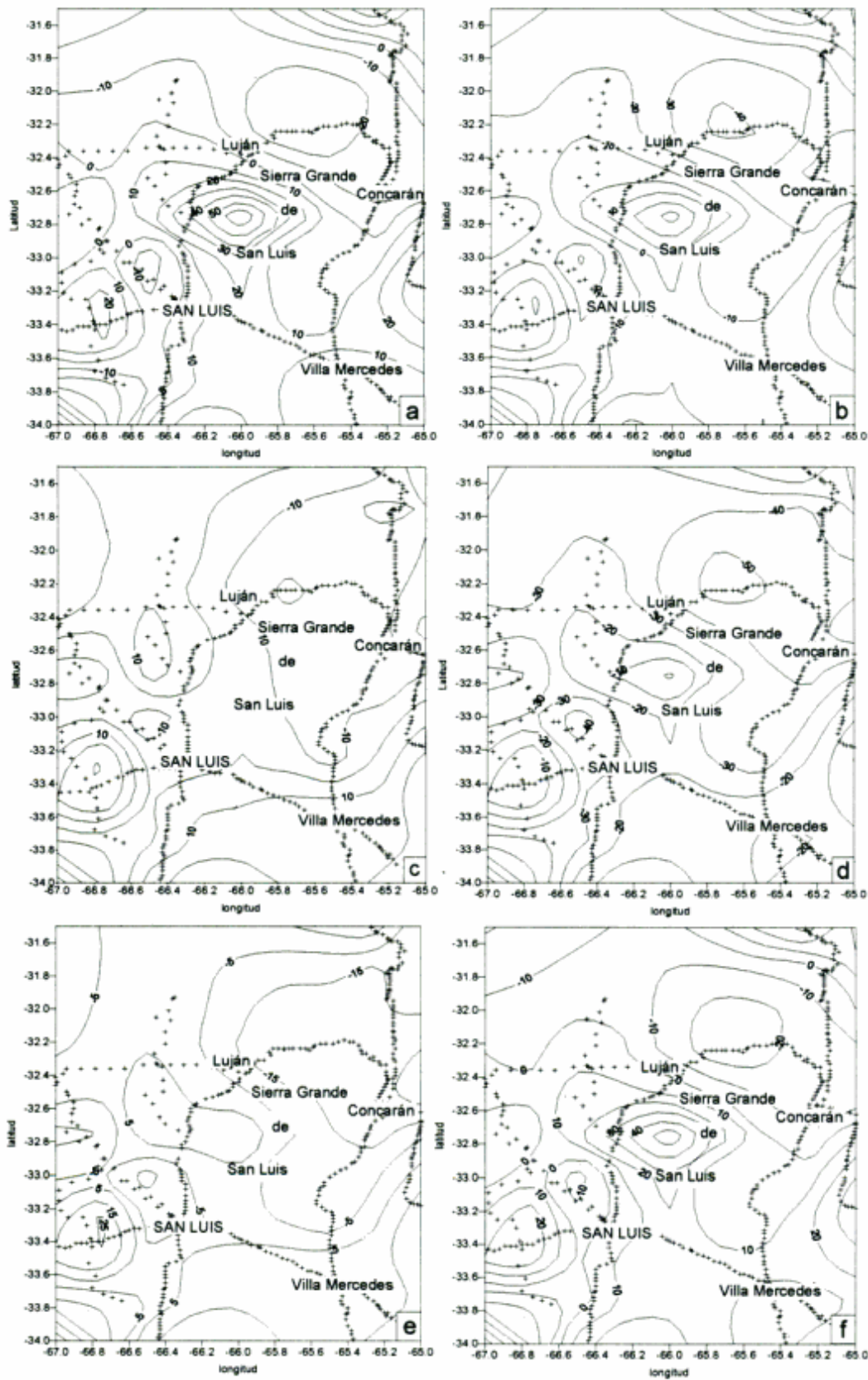


Figura 5: Cartas residuales de AB a partir de la carta de observaciones menos las cartas predictivas de: a, zona central sudamericana; b, Córdoba (totales); c, San Luis; d, Córdoba este; e, Córdoba oeste y f, Argentina.

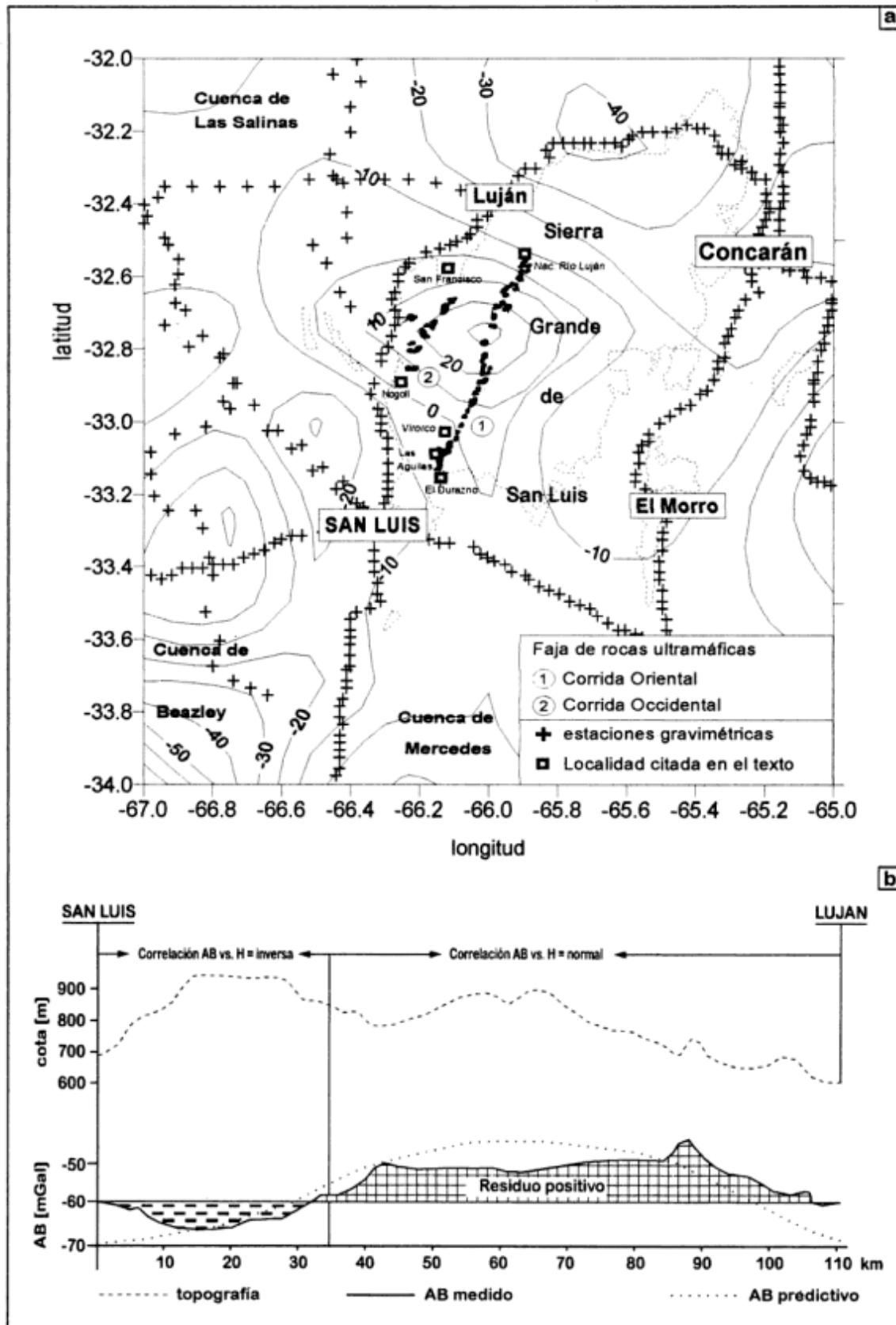


Figura 6: a, Carta predictiva de anomalías de densidad; b, Perfil gravimétrico San Luis - Luján (Modificado de Lion e Intrócaso 1987)

corrida occidental se extiende desde las localidades de San Francisco hasta Nogolí.

Las fajas están integradas por numerosos cuerpos con rocas de composición melanorítica, piroxenítica, gabronorítica, melagabronorítica, leuconorítica, dunitica y harzburgítica. Los cuerpos de las Aguilas y Virorco son los mejores estudiados hasta el presente debido a que alojan mineralizaciones de sulfuros. Las rocas de caja son gneises granatíferos.

Lion e Introcaso (1987) presentaron un perfil que va desde la ciudad de San Luis a Luján, bordeando por el oeste al cordón serrano, exhibiendo el mismo una correlación normal entre H y AB consistente con lo hallado en este trabajo para ese sector (Fig. 6b). Contrariamente, aquellas zonas en donde los residuos son de signo negativo estarían relacionadas a defectos de densidad en el subsuelo. Tanto en el sector noroeste como sudeste de la figura 6a aparecen residuos negativos que guardan cierta correlación con la existencia de cuencas sedimentarias (Cuencas de las Salinas y de Beazley).

Conclusiones

La Sierra Grande de San Luis está dominada por valores de anomalías de Bouguer que no exceden los 60 a 70 mGals negativos.

La confrontación entre la carta resultante de los datos observados y las cartas predictivas de AB permitió inferir tentativamente las posibles anomalías de densidad de la zona.

Existiría cierta correlación entre residuos positivos de AB y exceso de densidad evidenciada por la existencia de fajas de rocas ultramáficas y entre residuos negativos de AB y defecto de densidad vinculados a sectores de cuenca sedimentaria.

Resultados preliminares obtenidos a partir de un relevamiento gravimétrico recientemente efectuado en la sierra Grande de San Luis, luego de enviado este trabajo, validarían la predicción encontrada.

Agradecimientos

Al Instituto Geográfico Militar y al IFIR por haber cedido sus datos para poder realizar este trabajo. A Pablo E. Kraemer por la revisión crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39(1): 39-48.
- Escayola, M. P., Ramé, G. A. y Kraemer, P. E., 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas 3: 421-438. Buenos Aires.
- Introcaso, A., 1980. Resultados gravimétricos en la banda latitudinal de Argentina Central y países vecinos, *Revista de Geofísica I.P.G.H.*, 12: 5-25.
- Introcaso, A. y Huerta, E., 1982. Interpretación del exceso de gravedad en Uruguay. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 87-104. Buenos Aires.
- Introcaso, A., Pacino, M. C. y Guspi, F., 1995. Relaciones anomalías de gravedad-elevaciones en Sudamérica por debajo de los 22º de Latitud Sur. Sus posibilidades predictivas. *Actas 1º Congreso Argentino de Geociencias y Geotécnicas*. 9º Congreso Nacional de Cartografía: 94-101. Buenos Aires.
- Kilmurray, J. y Villar, L. M., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su Petrología. En: Yrigoyen, M. (Ed.), *Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos naturales de la provincia de San Luis*: 33-54. Buenos Aires.
- Kraemer, P. E., Escayola, M. P. y Martino, R., 1993. Proterozoic tectonic evolution of the Pampean Ranges of Córdoba (lat. 30º, 32º S). *Geological Society of American, Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 26 (7).
- Lion, A. L. e Introcaso, A., 1987. Comportamiento isostático de la sierra de Córdoba (República Argentina). *Revista de Geofísica*, 43:171-182.
- Miranda, S., Introcaso, A. 1996. Cartas gravimétricas y comportamiento isostático areal de las Sierras de Córdoba -República Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 405-417. Buenos Aires.
- Ramé, G. A., Kraemer, P. E. e Introcaso, A., 1995. Evidencia geofísica de un orógeno colisional para el basamento proterozoico de las Sierras de Córdoba, Argentina. *Actas 1º Congreso Latinoamericano de Geofísica Río '95*, 2: 1041-1044. Brasil.
- Ramos, V. A. y Vujovich, A. G., 1993. The Pampia Craton within western Gondwanaland. *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Universidad Nacional Autónoma de México, 18: 113-116. México.
- Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. *Metalogenia*. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 4: 610-633. Concepción.
- Woollard, G. P., 1969. Evaluation of the isostatic mechanism and role of mineralogic transformations from seismic and gravity data. *Physical Earth Planetary Interiors*, 3: 484-498.

Recibido: 21 de octubre, 1996

Aceptado: 14 de agosto, 1997

Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somoncuro, Provincia de Río Negro

Ernesto Alfredo BJERG, Daniel Alfredo GREGORI y Carlos Horacio LABUDÍA

*Universidad Nacional del Sur, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas,
San Juan 670, 8000 Bahía Blanca*

ABSTRACT. *Geology of the El Cuy region, Somoncuro Massif, Río Negro Province, Argentina.* Geological interpretations of satellite images complemented with field observations, mapping and sampling were used, to determine the lithological, sedimentological and paleontological characteristics of the geological units that crop out in the El Cuy area (39° 40' S-40° 00' S and 67° 50' O-68° 30' O), Somoncuro Massif. The main structural lineations of this region are also briefly described. The following units have been recognized: Coli Niyeu Formation of low grade metamorphic rocks, Mamil Choique Formation, leucogranites, migmatites and gneissic rocks, Complejo Plutónico La Esperanza of granodiorites, granites and aplitic and pegmatitic dikes, and Complejo Plutónico Volcánico Dos Lomas of granophyres and ignimbritic dacites-rhyolites. Basic dykes of unknown age intrude the above units. The Neuquén Group consists of conglomerates, sandstones and mudstones. Coastal and marine sediments are assigned to the Allen and Jagüel formations, and pyroclastic and basaltic lavas (Chichinales and La Cabaña formations) represent the Upper Cretaceous-Tertiary. Two main lineations of normal faults have been recognized: the El Cuy lineation (N 50° E) and the El Loro, Patú Co and Sierra Blanca (N 60° -80° E) lineations.

Introducción

El presente trabajo es una contribución al conocimiento geológico del sector noroeste del Macizo de Somoncuro, específicamente de la porción sur de las hojas 37 f (El Cuy) y 37 g (Caitacó). Con este objetivo se efectuaron relevamientos regionales que permitieron, con el apoyo de las cartas topográficas a escala 1:100.000 del IGM e imágenes satelitarias, la elaboración del mapa geológico de la región de El Cuy.

En lo que hace a los antecedentes geológicos puede indicarse que diversos autores analizaron directa o indirectamente la región, entre ellos Roth (1897); Wichmann (1927, 1934); Groeber (1929, 1942, 1951, 1959).

Aparentemente fue Wichmann (1927) el primer autor en reconocer la existencia de rocas graníticas en la región, mientras que Roth (1897) mencionó la presencia de rocas pertenecientes a los "Estratos con Dinosaurios, al Rocanense y al Santacruceano", en la zona del Alto Valle del Río Negro y en el cerro Policia, situado este último inmediatamente al noroeste de la región estudiada.

La información geológica recogida en el campo, analizada y procesada en gabinete, ha sido correlacionada con aquella procedente de regiones vecinas de la Cuenca Neuquina y del Macizo de Somoncuro.

Ubicación

El área bajo estudio se sitúa en el sector noroccidental del Macizo de Somoncuro, limitada por las coordenadas 39° 40' y 40° 00' lat. S y 67° 50' a 68° 30' long. O, correspondientes al sector sur de la Hoja 37 f, El Cuy y a la porción suroccidental de la Hoja 37g, Caitacó. El sector mapeado abarca una superficie cercana a los 3200 km².

Desde el punto de vista geomórfico se destaca la presencia de mesetas basálticas (Gonzalez Díaz y Malagnino 1984), la más importante de las cuales constituye la Altiplanicie de El Cuy, cuya altura promedio es de 770 m s.n.m., con un máximo de 784 ms.n.m., representado por el cerro El Cuy.

El sector oriental presenta cañadones y lomadas con altitudes que varían entre 600 m s.n.m. y 700 m s.n.m.

Geología

En el sector estudiado fueron reconocidas varias unidades estratigráficas, cinco de las cuales están representadas por rocas ígneas y las restantes por rocas sedimentarias. La disposición de los afloramientos de las citadas unidades se observa en la Fig. 1.

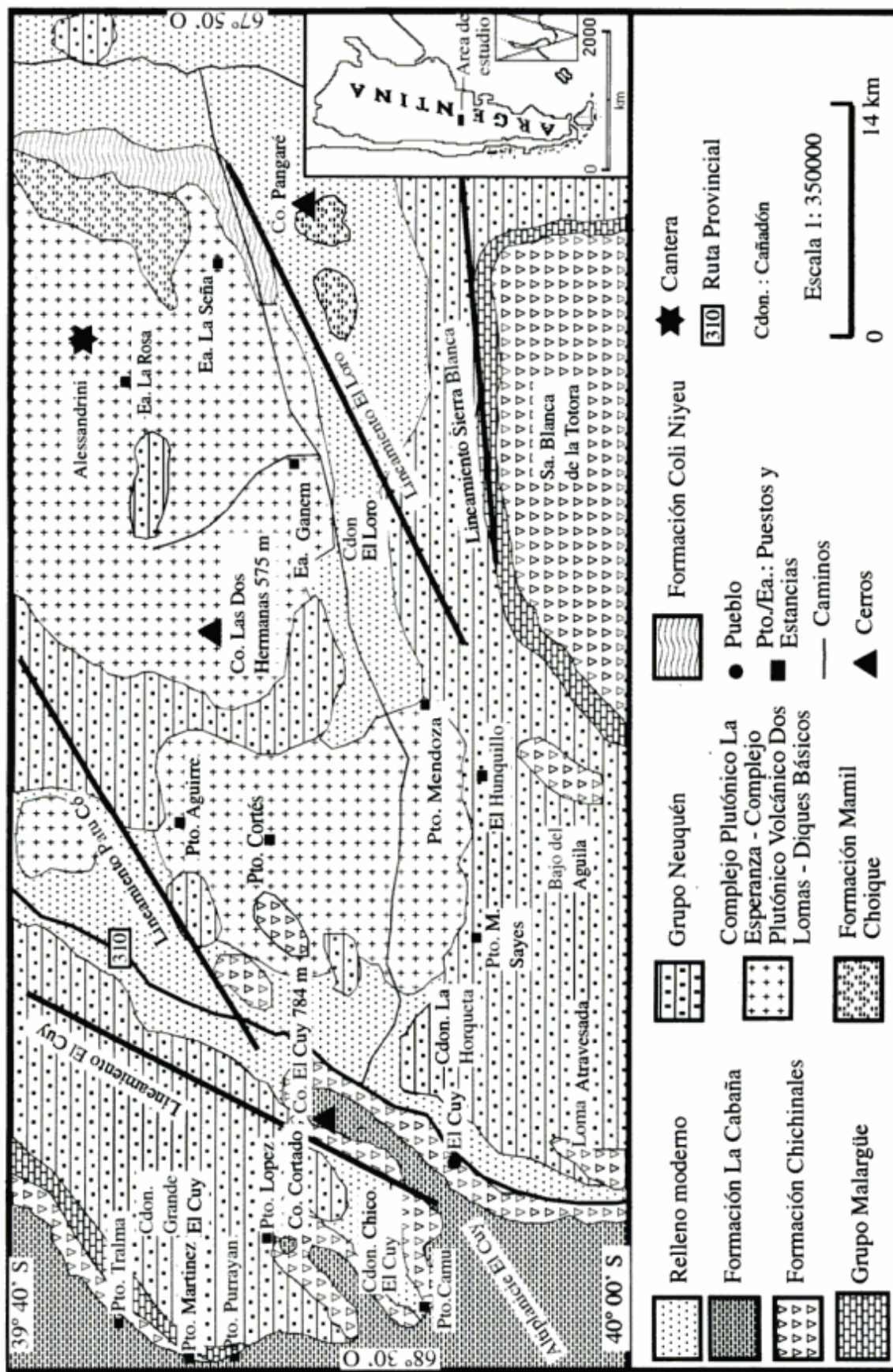


Figura 1: Ubicación relativa y mapa geológico esquemático del área de trabajo, correspondiente a la porción sur de la Hoja 37 f (El Cuy) y suroccidental de la Hoja 37g (Caitaco).

Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1995)

Rocas asignables a esta unidad afloran al E y NE de El Cuy. El reducido tamaño de los afloramientos y la presencia de una importante cubierta sedimentaria moderna han imposibilitado un claro reconocimiento de las relaciones entre esta Formación y las restantes unidades. La misma se halla integrada por filitas de grano fino a medio de color gris verdoso a castaño grisáceo, con estructura foliada muy marcada.

Están constituidas por granos subangulosos de cuarzo y láminas de muscovita, clorita y caolinita que se disponen en forma subparalela. En algunas muestras se observan bandas lepidoblásticas con mayor proporción de muscovita y clorita. El incremento en la proporción de cuarzo fino anguloso (2 µm) da lugar a una fina textura de bandeamiento, donde cada banda tiene un espesor máximo de 1-2 mm. Como minerales accesorios se han reconocido calcita, titanita, apatito, caolín y minerales opacos. Se reconocen evidencias de deformación representadas por curvamiento de las bandas arriba citadas. La presencia de la asociación muscovita-clorita permite estimar que el grado metamórfico no superó las condiciones propias del metamorfismo de bajo grado (Winkler 1978).

Las características litológicas y el grado metamórfico de estas rocas difieren de aquellas indicadas para la Formación Cushamen en su localidad tipo y en áreas vecinas (Volkheimer 1964; Nullo 1979; Caminos y Llambías 1984, Dalla Salda *et al.* 1994), ya que los últimos autores le asignan grado metamórfico variable desde facies de esquistos verdes a facies de anfíbolitas.

Sin embargo observaciones propias, realizadas en el área de Nahuel Niyeu, permiten considerar a las rocas de la Formación Colo Niyeu como equivalentes a aquellas de la Formación Nahuel Niyeu tomando como base lo indicado por Caminos y Llambías (1984), fundamentalmente debido a la similitud litológica y su grado metamórfico (bajo a muy bajo, asociación clorita-muscovita).

En lo que hace a la edad de la Formación Colo Niyeu en el área de El Cuy, no se dispone por el momento de elementos de juicio directos para establecer la edad de la unidad. En esta zona la unidad se encuentra aparentemente intruida (las relaciones de campo observadas no son concluyentes al respecto) por rocas graníticas de supuesta edad permocarbonífera. Similares relaciones fueron observadas por Labudía y Bjerg (1995) en la zona de Lenzaniyeu.

Considerando que esta unidad puede ser correlacionada con la Formación Nahuel Niyeu, podría asignársele una edad precámbrica tardía sobre la base de las determinaciones radimétricas efectuadas por Linares *et al.* (1990). Sin embargo se considera que 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 del Macizo de Somoncuro.

Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana 1977)

En el sector noreste del área considerada, se encuentran aflorando un conjunto de migmatitas, gneises, granitos leucocráticos foliados y rocas transicionales entre las variedades antes mencionadas. Su relación con las metamorfitas de la Formación Colo Niyeu podría ser de carácter intrusivo, aunque las observaciones efectuadas no permiten arribar a una conclusión definitiva a este respecto.

Se trata en general de rocas texturalmente variables y de contactos transicionales entre las diferentes facies. La facies de migmatitas se halla mejor representada en la zona ubicada entre la estancia La Señá y el cerro Pangaré. El escaso relieve del sector y la discontinuidad de sus afloramientos impiden efectuar una detallada reseña de la secuencia expuesta. Son rocas de colores gris oscuro a castaño rosado que se caracterizan por presentar neosomas compuestos mayoritariamente por cuarzo-feldespato potásico en un paleosoma constituido por plagioclasa, biotita y cantidades subordinadas de feldespato potásico. Hacia el sector norte se reconoce una paulatina disminución de la facies de migmatitas siendo reemplazadas por la facies de gneises. Se trata de rocas de marcada textura foliada, la cual en general presenta una orientación NO-SE. Las rocas presentan abundantes ojos de feldespato potásico rosado de hasta un centímetro de diámetro. Estos ojos se encuentran inmersos en una matrix foliada compuesta por cuarzo y biotita. Estas rocas, así como las migmatitas ya descritas, representan un proceso de granitización de composición predominantemente potásica reconocido por la abundancia de feldespato potásico y por las características químicas de estas rocas.

Las facies de granitos foliados presentan afloramientos saltuarios, los cuales se hacen más conspicuos al NE y SE de la estancia La Señá. Allí se presentan como facies transicionales con la facies de gneises y están constituidas por delgadas bandas melanocráticas separadas por bandas de naturaleza cuarzo-feldespáticas de colores rosados. Estas rocas gradan en forma paulatina hacia leucogranitos *sensu stricto* foliados. En estos casos las rocas muestran una textura porfiroclástica. La pasta presenta textura granoblástica. Los porfiroblastos de cuarzo y feldespato se presentan elongados según una dirección predominante. El fenómeno de deformación se evidencia además por la rotación y la extinción ondulosa de estos minerales. Estructuralmente las rocas de

Tabla 1. Resultados de los análisis químicos correspondientes a: muestras de la Formación Mamil Choique (1 a 6), Granito Donosa (7 a 13), Dacitas y Riolita (14 a 19) y Diques básicos (20 a 29).

| | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|---------------|--------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 75,51 | 74,76 | 72,98 | 74,03 | 76,92 | 76,78 | 75,67 | 74,26 | 75,29 | 67,90 |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,12 | 0,09 | 0,05 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,26 | 0,12 | 0,33 |
| Al ₂ O ₃ | 12,98 | 12,37 | 13,43 | 12,73 | 11,96 | 13,35 | 12,95 | 12,91 | 12,24 | 16,62 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,85 | 2,15 | 1,34 | 1,03 | 1,14 | 1,10 | 1,48 | 2,56 | 1,62 | 2,95 |
| MnO | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | 0,04 | 0,06 |
| MgO | 0,05 | 0,19 | 0,19 | 0,06 | 0,15 | 0,11 | 0,12 | 0,46 | 0,11 | 0,77 |
| CaO | 0,64 | 0,57 | 0,97 | 0,92 | 0,59 | 0,88 | 1,13 | 1,79 | 0,56 | 2,30 |
| Na ₂ O | 3,88 | 3,10 | 3,20 | 2,94 | 1,59 | 3,60 | 3,23 | 3,85 | 3,09 | 4,74 |
| K ₂ O | 4,71 | 5,48 | 5,55 | 5,43 | 7,36 | 4,38 | 4,89 | 3,06 | 5,43 | 3,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,09 | 0,04 | 0,16 |
| PI | 0,20 | 0,20 | 0,15 | 0,30 | 0,20 | 0,15 | 0,25 | 0,20 | 0,20 | 0,65 |
| Total | 98,91 | 99,00 | 97,96 | 97,54 | 100,00 | 100,40 | 99,89 | 99,51 | 98,74 | 99,58 |
| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| SiO ₂ | 71,44 | 70,64 | 75,55 | 70,84 | 71,50 | 77,02 | 76,14 | 78,48 | 76,24 | 58,88 |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,32 | 0,07 | 0,24 | 0,23 | 0,08 | 0,06 | 0,05 | 0,09 | 0,81 |
| Al ₂ O ₃ | 13,43 | 14,69 | 11,64 | 13,79 | 13,89 | 11,98 | 11,85 | 11,70 | 13,15 | 15,93 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,91 | 2,89 | 1,75 | 2,37 | 2,37 | 1,97 | 1,11 | 1,39 | 1,55 | 6,14 |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,05 | 0,09 |
| MgO | 0,21 | 0,73 | 0,03 | 0,60 | 0,47 | 0,06 | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 2,32 |
| CaO | 0,98 | 1,52 | 0,38 | 1,41 | 1,23 | 0,13 | 0,99 | 0,03 | 0,42 | 3,56 |
| Na ₂ O | 4,31 | 4,29 | 3,46 | 4,84 | 4,07 | 3,11 | 3,69 | 3,67 | 4,37 | 4,38 |
| K ₂ O | 4,71 | 3,17 | 4,37 | 4,04 | 4,05 | 5,06 | 3,63 | 3,57 | 3,63 | 2,97 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,17 | 0,02 | 0,10 | 0,07 | 0,02 | 0,10 | 0,03 | 0,02 | 0,59 |
| PI | 0,75 | 1,00 | 0,40 | 1,70 | 0,50 | 0,45 | 1,35 | 0,55 | 0,55 | 3,18 |
| Total | 98,03 | 99,47 | 97,68 | 99,98 | 98,43 | 99,90 | 99,02 | 99,58 | 100,13 | 98,85 |
| | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | |
| SiO ₂ | 58,30 | 59,07 | 58,00 | 52,45 | 50,33 | 52,45 | 49,89 | 54,82 | 59,19 | |
| TiO ₂ | 0,67 | 0,95 | 0,86 | 1,16 | 1,24 | 0,98 | 0,99 | 1,00 | 0,70 | |
| Al ₂ O ₃ | 16,09 | 16,31 | 16,29 | 16,95 | 15,92 | 16,73 | 16,18 | 17,75 | 17,02 | |
| Fe ₂ O ₃ | 5,44 | 6,13 | 6,41 | 8,59 | 7,90 | 6,57 | 8,12 | 7,68 | 5,65 | |
| MnO | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,10 | |
| MgO | 2,48 | 2,76 | 2,75 | 4,95 | 6,21 | 4,54 | 4,89 | 3,48 | 2,14 | |
| CaO | 3,21 | 3,64 | 3,54 | 6,64 | 7,36 | 4,58 | 5,91 | 4,98 | 3,69 | |
| Na ₂ O | 4,44 | 4,42 | 4,21 | 3,79 | 3,60 | 4,20 | 2,97 | 4,52 | 4,80 | |
| K ₂ O | 3,47 | 2,83 | 3,09 | 2,18 | 2,57 | 3,31 | 2,93 | 2,48 | 3,02 | |
| P ₂ O ₅ | 0,47 | 0,46 | 0,58 | 0,57 | 0,61 | 0,60 | 0,61 | 0,65 | 0,47 | |
| PI | 4,80 | 3,02 | 3,99 | 2,55 | 2,05 | 5,30 | 6,07 | 2,25 | 2,82 | |
| Total | 99,45 | 99,68 | 99,82 | 99,95 | 97,92 | 99,37 | 98,68 | 99,74 | 99,60 | |

PI: pérdida por ignición. Todos los análisis fueron realizados por la firma ACTLABS (Canada).

la Formación Mamil Choique muestran una estructura compleja, producto de los efectos de varios eventos de deformación. El clivaje y la foliación presentan un rumbo variable entre N50° O y N20° O, similar al de las rocas del Complejo Yaminue, aflorante entre los arroyos Tembrao y Pailemán (Grecco *et al.* 1994).

Desde el punto de vista geoquímico las rocas de la Formación Mamil Choique son composicionalmente restringidas. Ellas pueden ser clasificadas como monzogranitos y sienogranitos, según el diagrama QAP, característica que también fue indicada por Dalla Salda *et al.* (1994) para las rocas de esta unidad aflorante en el área de río Chico.

En el diagrama QAP (Fig. 2) se observa que las muestras consideradas tienen un comportamiento similar al observado por Lameyre y Bowden (1982) para granitoides formados por fusión parcial de material cortical en condiciones de facies de grado medio.

En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios realizados. Los diagramas de variación muestran una suave disminución en los contenidos de Al₂O₃, CaO con el aumento del SiO₂, mientras que el Na₂O, K₂O y el Fe₂O₃ presentan un comportamiento estable.

Los diagramas AFM y álcalis versus sílice de Irvine y Baragar (1971) indican que estas muestras

corresponden a granitos evolucionados subalcalinos.

Por su parte el índice Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (molar) muestra valores restringidos entre 1,02 y 1,08 demostrando que se trata de granitos levemente peraluminosos.

Por las características texturales y composicionales estas rocas pueden ser correlacionadas con aquellas asignadas a la Formación Mamil Choique en el área de Paso Flores y Mengué por Nullo (1979) y por Nuñez y Cucchi (1990).

En el sector oriental de la Macizo de Somoncura el Complejo Yaminué (Camino y Llambías 1984) presenta similitudes destacables con la unidad aquí descrita, aunque una correlación firme requiere un mayor grado de conocimiento de ambas unidades. Según Nullo (1979), la Formación Mamil Choique se halla integrada, entre otras facies por gneises de composición variable y granitos leucocráticos foliados. Este autor reconoce los efectos de dos fases de granitización, una de ellas de composición calcosódica y la otra potásica. Esta última es posiblemente la que se ha reconocido en el sector bajo estudio.

Respecto a la edad de esta formación, Dalla Salda *et al.* (1994) determinaron para la misma una isócrona de 439 ± 10 Ma. Esta edad marca el límite entre Ordovícico y Silúrico.

Complejo plutónico La Esperanza (Llambías y Rapela 1984)

Se asigna esta denominación a un conjunto de rocas ígneas intrusivas que afloran en el centro y norte del área considerada (Fig. 1). Los afloramientos



Figura 2: Diagrama QAP para la Formación Mamil Choique (círculos), Formación Donosa (círculos medio llenos), Dacitas y Rioltitas (cuadrados abiertos) y para los diques básicos (cuadrados llenos).

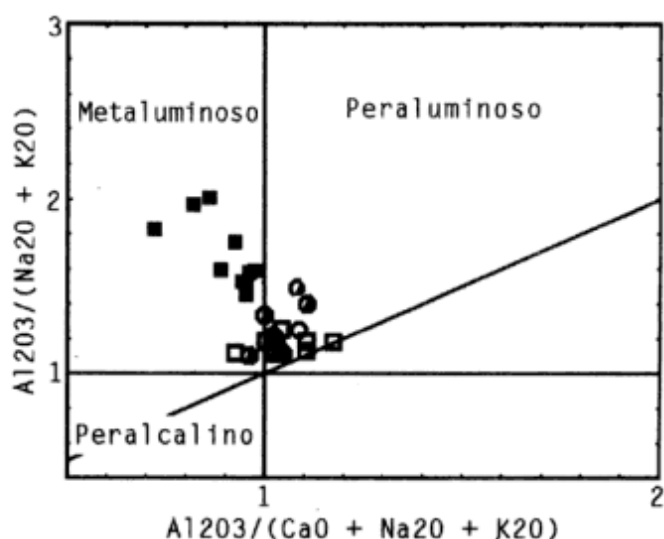


Figura 3: Diagrama Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O - Al₂O₃/Na₂O+K₂O para la Formación Mamil Choique, Formación Donosa, Dacitas y Rioltitas y para los diques básicos (misma simbología que la Fig. 2).

más importantes se localizan aproximadamente a 17 km al NE de la localidad de El Cuy, adoptando una forma elongada en dirección NE, entre el puesto de M. Sayes y el sector de la estancia La Rosa. Por el sur los afloramientos se hallan limitados por el Lineamiento El Loro y hacia el norte por el Lineamiento Patú Co. En el sector situado al norte del cerro Pangaré los afloramientos de la Formación Colo Niyeu y de la Formación Mamil Choique limitan la extensión E y SE del conjunto de rocas ígneas aquí descritas.

Granito Donosa (Llambías y Rapela 1984)

Sus afloramientos conforman suaves lomadas sobre las cuales descansan en relación no concordante regolito granítico y areniscas y conglomerados del Grupo Neuquén. Los mejores afloramientos se encuentran en la estancia Ganém, en la estancia La Rosa y en la zona de la cantera Alessandrini, aunque afloramientos más restringidos en expresión areal son reconocibles en toda el área bajo estudio. En la zona de la cantera Alessandrini, las rocas son granitos y granodioritas de color rosado, con texturas variables entre inequigranular y porfirica, atravesadas por numerosas venillas de cuarzo. Los diques de aplita, en contacto neto o transicional con los granitos, presentan rumbos variables entre N 20° - 40° E y buzamientos de 42° al NO. Asociados a los diques aplíticos se reconocen otros de texturas pegmatoides. Todo el conjunto de rocas presenta sistemas de diaclasas de rumbo N-S y N 40° O.

Microscópicamente los granitoides presentan textura inequigranular alotriomórfica con cristales subhedrales de feldespato potásico (ortosa y microclino) de buen desarrollo (13 mm de largo). Los mismos se hallan maclados según ley de Carlsbad encontrándose peritizados en forma de parches, en los cuales la albita desarrolla finas maclas polisintéticas.

La plagioclasa ($An_{15}Ab_{85}$ - $An_{20}Ab_{80}$) se presenta como cristales subhedrales de 0,15 a 10 mm de longitud, tenuemente zonados y maclados polisintéticamente. Los mismos se encuentran levemente alterados en sericita y caolinita.

El cuarzo es intersticial, anhedral, de bordes irregulares y constituye además finos agregados de cuarzo-feldespato potásico que desarrollan texturas de tipo micrográfica. Entre los grandes cristales de feldespato potásico y plagioclasa se desarrollan finos agregados cristalinos de albita y cuarzo que reemplazan a los feldespatos primarios. El mafito predominante está representado por escamas de biotita las cuales se presentan en cristales de bordes dentados, de hasta 1 mm de longitud. Está asociada con minerales opacos y en algunos casos con pequeñas láminas de muscovita. Como minerales

accesorios se reconocen opacos, titanita, circón, allanita y apatito.

En lo que hace a las distintas facies reconocidas puede indicarse que aquellas de tipo aplítico y pegmatoides son abundantes en toda el área objeto de este trabajo. Las granodioritas se hallan restringidas a los alrededores de la cantera Alessandrini y aparecen como diques de espesores y extensiones reducidas. Estos presentan contactos transicionales con las rocas graníticas y rumbo predominante N 60° O - N 50° O.

Desde el punto de vista químico las rocas del Granito Donosa son de tendencia calcoalcalina y se ubican en el campo metaluminoso y peraluminoso del diagrama $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (molar) versus Al_2O_3/Na_2O+K_2O (molar), con valores restringidos entre 0,96 y 1,10.

En el diagrama QAP estas rocas se distribuyen en los campos de granodioritas y monzogranitos, mostrando una tendencia evolutiva calcoalcalina con concentraciones medias de K. Los valores de SiO_2 oscilan entre el 67,9 % y el 75,7 % en peso, por lo que pueden ser clasificadas como granitos en el diagrama de Middlemost (1985).

Los diagramas de variación muestran una franca pendiente negativa para los contenidos de Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, CaO y Na_2O con el aumento del SiO_2 , mientras que el K_2O aumenta.

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

Dacitas-Riolitas. En la parte occidental del área de trabajo se han reconocido coladas y diques de rocas riolíticas y dacíticas que intruyen y cubren al Granito Donosa. Hacia el este el número de diques y coladas decrece progresivamente.

Las coladas riolíticas presentan textura hipocristalina, donde sólo pueden individualizarse pequeños agregados de cuarzo o feldespatos corroídos y reabsorbidos por la pasta, así como *fiammes*. Las *fiammes* están recristalizadas en agregados anhedrales de feldespato potásico, albita (?) y cuarzo, a los cuales se asocian cristales de ceolitas y calcita. En estas rocas se han reconocido xenolitos de granitos y dacitas.

Los diques riolíticos son rojo oscuro a rosados, con longitudes que en algunos casos alcanzan el centenar de metros y espesores de hasta 15 m. Tienen rumbos que oscilan entre N 30° O y N 40° E, predominando los de rumbo N 15° E.

Las dacitas presentan textura porfirica y se hallan constituidas por fenocristales euhedrales de plagioclasa (An_{20} - An_{25}), los cuales muestran leve zonación y maclas polisintéticas según ley de albita. Asociadas a las mismas aparecen fenocristales de feldespato

potásico (sanidina) subhedrales, de bordes irregulares. Los fenocristales de sanidina y plagioclasa están englobados en una pasta de textura seudotraquítica compuesta por tablillas de plagioclasa (An_{20}). Cristales anhedrales intersticiales de cuarzo se encuentran distribuidos erráticamente en la pasta. El mafito es hornblenda.

Desde el punto de vista geoquímico las rocas dacíticas y riolíticas tienen tendencia calcoalcalina. Grafican en el campo subalcalino en el diagrama álcali-sílice de Irvine y Baragar (1971) y tienen una tendencia metaluminosa a peraluminosa en el diagrama $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (molar) versus Al_2O_3/Na_2O+K_2O (molar), comportamiento similar al del Granito Donosa (Fig. 3).

Diques básicos. Los afloramientos más importantes se localizan en la zona de la estancia La Rosa, puesto de Mendoza, estancia La Seña y puesto de Cortés. Se trata de diques que presentan contactos netos con el Granito Donosa. En el sector de la estancia Ganém estas rocas responden al sistema de fracturamiento E-O y cortan a los diques ácidos del complejo plutónico-volcánico Dos Lomas.

En cercanías de estancia La Rosa los diques presentan rumbo N 35° E y espesores no mayores que 1 m y longitudes de hasta 40 m. En el sector de estancia La Seña presentan rumbos E-O y N 50° E con buzamiento de 70° al SE. En proximidades del puesto de Mendoza presentan rumbos entre E-O y NO, con espesores variables entre los 5 y 20 m y longitudes de hasta 100 m.

Las rocas presentan texturas granulares hipidiomórficas en las cuales se destacan cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa zonada. Estos cristales están incipientemente alterados en sericita, calcita y epidoto.

Subordinados a la plagioclasa se presentan cuarzo y feldespato potásico anhedrales e intersticiales. El mafito predominante es hornblenda común, observándose minerales de alteración tales como tremolita y clorita. Es común la presencia de relictos de clinopiroxeno y biotita. Como minerales accesorios se presentan apatito y minerales opacos.

Las rocas tienen una composición química limitada, con valores de SiO_2 que varían entre 49% y 59% en peso. Prácticamente todos los elementos mayoritarios presentan valores restringidos a excepción de MgO y CaO. En general todos los óxidos decrecen con el incremento de SiO_2 con excepción de los elementos alcalinos que se incrementan. Las rocas clasifican como cuarzo dioritas y cuarzo monzodioritas en el diagrama QAP (Fig. 2). Por otra parte pueden asignarse a las series de alto potasio del diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). Todas las muestras son alcalinas según el diagrama álcali-sílice de Irvine y Baragar (1971). En el diagrama de Shand (Fig. 3) los

diques básicos se ubican en el campo metaluminoso. Las características geoquímicas descritas corroboran las observaciones de campo, cual es su carácter intrusivo en las rocas correspondientes al Granito Donosa y a las Riolitas y Dacitas del Complejo plutónico-volcánico Dos Lomas (Llambías y Rapela 1984).

No es posible efectuar una asignación de edad precisa a estos diques, ya que las únicas relaciones de campo claramente verificables son las anteriormente indicadas.

Grupo Neuquén (Groeber 1929)

La presencia de rocas continentales cretácicas en la zona de El Cuy fue indicada por Wichmann (1927). Numerosos autores estudiaron este conjunto de rocas, fundamentalmente en la Cuenca Neuquina, hasta que Cazau y Uliana (1974) propusieron una subdivisión aún en uso.

En el área de El Cuy el reducido espesor aflorante impide la utilización de las subdivisiones antes mencionadas, y es debido a ello que se denominará a este conjunto sedimentario como Grupo Neuquén.

En lo que hace a las relaciones de campo se puede decir que el Grupo Neuquén se dispone no concordantemente sobre las rocas del complejo plutónico La Esperanza. Este contacto se aprecia a unos 25 km al oeste del puesto de Mendoza. Aquí la unidad se inicia con conglomerados y areniscas gruesas de colores morados. El techo de la misma está cubierto, en la zona del cañadón Grande de El Cuy, por rocas del Grupo Malargüe o por la Formación Chichinales, hecho observable en la zona del cerro Cortado.

Las rocas del Grupo Neuquén cubren un 60% del área mapeada y se extienden tanto hacia el N, como hacia la zona de La Esperanza. Los mejores afloramientos y las columnas de mayor espesor (17 m) se reconocen en el sector del puesto de López, mientras que en el sector del puesto de M. Sayes, El Hunquillo y Loma Atravesada los espesores no superan los 6-7 m. Dentro de la unidad es posible reconocer las siguientes facies:

Facies A: Conglomerados clasto sostén en estratos de 20 cm a 2 m de espesor. Los clastos, con un diámetro máximo de 20 cm, son de granitos, riolitas, areniscas y en contadas ocasiones de fangolitas rojas. Se observan además trozos de huesos y troncos fosilizados, algunos de considerable tamaño.

Por sus características litológicas y estructurales esta facies se asigna a las facies Gm y Gp, en el sentido de Miall (1977). Por otro lado en la zona de Loma Atravesada se ha observado la presencia de estratificación entrecruzada en los conglomerados, lo cual nos lleva a asignarlos a las facies Gt.

Facies B: Representada por areniscas de grano grueso a fino, en sectores conglomerádicas. Su relación con las facies A es transicional. El color es variable entre gris y castaño, con sectores rojizos. Presenta estratificación entrecruzada, lineaciones de partición y estratificación ondulítica.

Las mediciones de paleocorrientes indican un neto predominio de aquellas provenientes del sur y su-deste. La facies B puede ser asignada a las facies Ss, St, Sr y Sl, según Miall (1977).

Facies C: Se halla conformada por fangolitas de colores rojos, con espesores inferiores a los 3 m. La relación con las facies B es transicional, mientras que la facies A se apoya en forma erosiva sobre la facies C. En general son rocas masivas donde en contadas ocasiones se observa laminación. Por sus características se asignan a las facies Fl y Fsc.

Desde el punto de vista litológico las areniscas presentan litoclastos subredondeados de rocas graníticas, granodioríticas, dacíticas, riolíticas y tobas. En algunas muestras aparecen litoclastos que se pueden asignar a metamorfitas. Como elementos monominerales se reconoce cuarzo, en general con extinción ondulosa. El cemento es predominantemente calcedonia, a la que se asocian en algunos sectores ceolitas con textura fibrosa.

De la observación y descripción de los elementos de arquitectura de estos depósitos, considerando los conceptos de Miall (1985), se puede decir que en ellos predominan los canales (CH), con dimensiones que alcanzan los 18 m de ancho, las barras de grava (GB), los cuerpos de arena (SB) y los depósitos de finos de desbordamiento (OF).

La secuencia de facies típica es A → B → C o A → B, mientras que los elementos de arquitectura presentan el siguiente ordenamiento:

$$\begin{array}{ccc} & \text{GB} & \\ \text{CH} \rightarrow & & \rightarrow \text{OF} \\ & \text{SB} & \end{array}$$

Un perfil esquemático del Grupo Neuquén levantado en las cercanías del puesto de López puede observarse en la Fig. 4a.

Ambiente de sedimentación: Las características sedimentológicas antes descritas y los restos fósiles hallados indican que estas rocas fueron depositadas en un medio continental, de tipo fluvial. La asociación de facies y los elementos de arquitectura predominante nos indican que nos encontramos ante un sistema con depósitos gravosos, de baja sinuosidad.

En el caso de las secuencias estudiadas no se han observado depósitos generados por acreción lateral (LA), pero si abundancia de depósitos de desborda-

miento. Se considera que las rocas del Grupo Neuquén aflorantes en la zona de El Cuy han sido depositadas en sectores medios a distales de grandes conos aluviales cuyas áreas apicales se encontraban en dirección sur.

Edad: No se hallaron evidencias de campo que permitan asignar una edad precisa a estas rocas. Situaciones similares se presentan con depósitos del Grupo Neuquén aflorantes en la Cuenca Neuquina. Lo único que se puede afirmar es que son post complejo plutónico volcánico Dos Lomas y anteriores al Grupo Malargüe, cuya edad fue estimada como campaniana-maastrichtiana por numerosos autores.

Grupo Malargüe (Groeber 1946)

Rocas asignables a esta unidad fueron reconocidas en el sector oeste del Cañadón Grande de El Cuy, por debajo de la meseta basáltica de la Altiplanicie de El Cuy, entre los puestos de Tralma y de Martínez (Fig. 1).

Los afloramientos son observables a lo largo de 13-14 km y en ellos se han reconocido varias facies sedimentarias, que a los efectos del mapeo y descripción fueron agrupadas en dos unidades, las que por sus características litológicas y paleoambientales fueron asignadas a las formaciones Allen y Jagüel. No se reconocieron depósitos correlacionables con la Formación Roca. El Grupo Malargüe apoya mediante discordancia erosiva sobre el Grupo Neuquén en la zona del puesto de Tralma.

Formación Allen (Andreis et al. 1974)

Esta unidad se encuentra constituida por areniscas gruesas a sabulíticas, areniscas tobáceas friables, tufitas, margas y pelitas, alcanzando espesores del orden de los 16 m en el puesto de Martínez (Fig. 4b). Los colores varían entre gris claro y blanco amarillento con niveles verde claro.

Las estructuras sedimentarias no se encuentran bien preservadas, pero se puede observar estratificación horizontal, en paquetes de hasta 30 cm de espesor y estratificación entrecruzada festoneada.

Formación Jagüel (Windhausen 1914; Bertels 1969)

Por arriba de la Formación Allen y en transición se reconocen pelitas de colores verdes con niveles bentoníticos. Hacia el techo de la unidad se intercalan delgados niveles de areniscas, las que son portadoras de restos de *Gryphaea* sp. En todo el conjunto se observa laminación, alcanzando espesores de hasta 15 m en la localidad puesto Martínez (Fig. 4b).

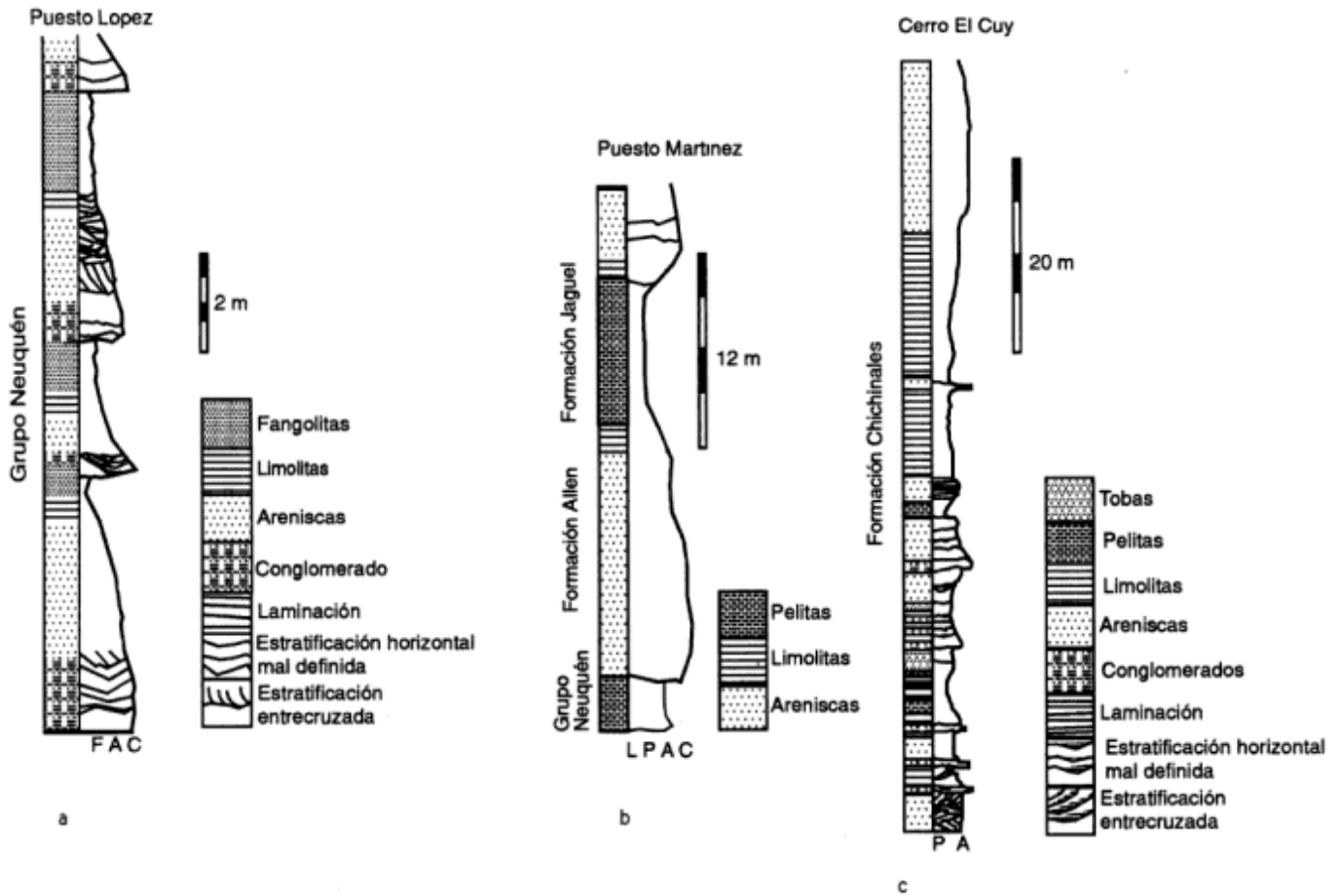


Figura 4: a, Perfil esquemático del Grupo Neuquén en la localidad puesto de Lopez; b, Perfil esquemático del Grupo Neuquén y las formaciones Allen y Jagüel en la localidad de puesto Martinez; c, Perfil esquemático de la Formación Chichinales en la localidad cerro El Cuy.

En lo que hace a la extensión de los afloramientos de esta unidad, se puede decir que si bien son mayores a los de la Formación Allen, se encuentran considerablemente más cubiertos que los de esta última, lo cual dificultó el levantamiento detallado de los perfiles.

Ambiente de depositación: El ambiente de sedimentación de la Formación Allen fue fluvial con restringida influencia lacustre, evolucionando luego a un ambiente lacustre arealmente más expandido.

La Formación Jagüel se depositó en un ambiente marino abierto, por debajo de la acción del oleaje en la parte inferior de la columna y con influencia del oleaje en la parte superior de la misma.

Edad: La edad de las unidades del Grupo Malargüe aflorantes en diversas regiones del Macizo de Somoncuro ha sido analizada y discutida en detalle por numerosos autores, entre otros Spalletti *et al.* (1993), Bertels (1969) y Labudía y Bjerg (1995). Se

estima una edad campaniana para la Formación Allen y una edad maastrichtiana para la Formación Jagüel, basándose en correlaciones con unidades de la Cuenca Neuquina.

Formación Chichinales (Doering 1882)

Esta unidad aflora en el sector occidental, debajo de las coladas basálticas que limitan los cañadones Grande y Chico de El Cuy. En el sector oriental, la unidad se encuentra representada por escasos 6 o 7 m como ocurre en la zona de El Hunquillo.

En el área situada al sudoeste del cerro El Cuy (Fig. 4c) se encuentra el perfil más completo de la unidad, aunque no se observa el contacto con el Grupo Neuquén. Aquí el espesor alcanza los 80 m, disminuyendo a 25 m en el puesto Camú y a 10 m en el puesto Martinez. En este último la relación entre estas rocas y las del Grupo Malargüe es de discordancia erosiva.

La unidad se integra con areniscas, areniscas tobáceas, tobas, tufitas, pelitas y niveles de paleosuelos, cuyo ordenamiento estratigráfico ha llevado a los autores a subdividirla en tres miembros con características litológicas diferenciadas.

El miembro inferior, con un espesor promedio de 18 m, se encuentra integrado por varios ciclos de afinamiento, cuyas litologías son: arenisca fina, de color blanquecino, arenisca limosa de color gris claro y limo tobáceo blanquecino. Los 4 m inferiores presentan estratificación entrecruzada festoneada y paleocanales, con rodados redondeados y lustrosos de porfiritas de hasta 4 cm de diámetro. Abundan los troncos fosilizados. Las direcciones de paleocorrientes son muy variables, entre N 15° E y N 50° O. Hacia la parte superior es posible observar una disminución de la granulometría, con un incremento en el porcentaje del material tobáceo.

Por otro lado, las estructuras sedimentarias se hacen escasas, hasta desaparecer, dando estratos de tipo masivo. Se produce además un notable incremento de elementos biogénicos.

El miembro medio (10 m) está caracterizado por la presencia de niveles de paleosuelos. Litológicamente este miembro se inicia con limos tobáceos grises y pelitas verdes con nódulos de manganeso, nidos de escarabéidos y concreciones tubulares. Se observan intercalaciones de areniscas finas, grises.

Hacia arriba se reconocen tres niveles de paleosuelos, donde se observan huellas de perforantes y material carbonoso. Entre los paleosuelos se intercalan delgados niveles limosos muy bioturbados. La parte superior de este miembro lo constituyen areniscas limosas gris claras con concreciones de manganeso y otras de tipo radicular. Se observa fuerte bioturbación, la cual disminuye progresivamente hacia el techo donde se reconoce estratificación horizontal.

El miembro superior, con un espesor promedio de 50 m, es desde el punto de vista litológico, considerablemente más homogéneo que los citados anteriormente. Se inicia (6 m inferiores) con una alternancia de pelitas gris verdosas y blancas con areniscas de grano medio a grueso, en general con estratificación horizontal en capas de hasta 5 cm.

Las areniscas gruesas incluyen clastos intraformacionales. Hacia el techo continúan areniscas finas y areniscas limosas, color pardo claro, sin estructuras sedimentarias visibles. Algunos niveles presentan concreciones de hierro y manganeso así como nidos de escarabéidos.

En la zona del puesto Camú la Formación Chichinales presenta un espesor de 27 m. En este caso no se la puede dividir en los miembros antes descritos debido a la monotonía litológica. Aquí la unidad está

compuesta por arenisca tobáceas y tufitas, observándose en la parte media areniscas con estratificación entrecruzada festoneada. Hacia la parte superior se reconocen areniscas tobáceas de color pardo claro. Por arriba aparecen coladas basálticas. Un perfil levantado en la zona del cerro El Cuy se esquematiza en la figura. 4c.

Ambiente de depositación: El ambiente de sedimentación de la unidad es continental. El miembro inferior representa un sistema lagunar de buen desarrollo con periódicas afluencias de cursos fluviales. Los niveles superiores se asignan con dudas a lluvias de ceniza. El miembro medio representa llanuras de escasa topografía. El miembro superior muestra un ambiente fluvial con escasa capacidad de transporte retrabajando cantidades importantes de sedimentos en zonas de escasa pendiente.

El análisis de los espesores y la distribución de esta unidad indica que la misma se depositó aprovechando los relieves labrados en las rocas de los grupos Neuquén y Malargüe.

Edad: Durante las tareas de campaña no se recolectaron restos fósiles que permitan una exacta asignación temporal a esta la unidad. Sin embargo perfiles realizados por los autores en la Formación Chichinales aflorante en la zona de Paso Córdoba muestran gran similitud con los arriba descritos, de tal manera que es posible establecer una buena correlación entre ambas zonas de afloramientos.

En la zona de Paso Córdoba, Barrio *et al.* (1989) recolectaron y estudiaron un conjunto de vertebrados fósiles que les permitieron asignar una edad Colhuehuapense (Oligoceno tardío a Mioceno temprano) a esta unidad, destacando la similitud que estas rocas guardan con el Grupo Sermiento.

Niveles con rodados lustrosos también fueron descritos por Groeber (1945, 1951) en la zona de Balsa Paso Córdoba y correlacionados por este autor con los Rodados Lustrosos aflorantes en la zona de Huantraico. Estos últimos fueron asignados por Bettini (1982), sobre la base de las determinaciones de restos fósiles, al Eoceno tardío - Oligoceno basal.

Sin embargo parece poco prudente extender el período de sedimentación de la Formación Chichinales desde el Eoceno tardío al Mioceno temprano, habida cuenta la distancia que separa los afloramientos descritos con los de Huantraico y a la ausencia de fósiles en la localidad estudiada.

Por todo ello y hasta tanto se disponga de datos más fehacientes que permitan realizar una asignación más ajustada de la edad de la unidad, los autores asignan a la Formación Chichinales, aflorante en la región de El Cuy, una edad Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Barrio *et al.* 1989).

Formación La Cabaña (Nullo 1978)

Corresponden a esta unidad los basaltos que conforman la Altiplanicie de El Cuy, aflorantes en el margen occidental del área estudiada. Se trata de rocas de color negro, grano fino, que constituyen dos niveles de coladas, con espesores que oscilan entre los 3 y 10 m.

Desde al punto de vista petrográfico estas rocas presentan textura porfírica. El mineral principal es la plagioclasa, cuya composición varía entre An₂₇-An₃₂. Se presenta bajo la forma de tablillas subhedrales a euhedrales equigranulares. Algunas presentan una tenue zonación y no se encuentran alteradas.

El mafito principal, que se presenta como fenocristales y en la pasta, es una augita diopsídica, la cual se presenta con formas subhedrales, de bordes rec-

tos, con maclas polisintéticas. Suele cristalizar en forma intersticial a la plagioclasa, pero sin llegar a desarrollar texturas ofíticas.

Subordinado al piroxeno aparece olivino en cristales idiomorfos equidimensionales, poco alterado en iddingsita. Estas rocas muestran abundantes cantidades de vesículas, cuyas dimensiones alcanzan los 3 mm de diámetro y rellenas por cristales de calcita. Otro elemento reconocido en estos basaltos es el vidrio, el que aparece distribuido en la pasta así como en los bordes de las vesículas. El porcentaje oscila en un 5 %, con un máximo cercano al 25 % modal. En estos casos la textura de la roca varía a términos hialofíticos. Los basaltos de la Formación La Cabaña se han derramado sobre paleorelieves labrados en la Formación Chichinales apoyándose sobre diversos niveles de la misma.

| | | | | | | |
|---|----------------------------------|-----------------------------------|----------------|--|--|-----------------------------------|
| Cenozoico | | pos Mioceno temprano-Plioceno | | Formación La Cabaña | coladas de basalto | |
| | | Oligoceno tardío-Mioceno temprano | | Formación Chichinales | areniscas, limos, limos tobáceos, pelitas y paleosuelos. | |
| Cenozoico Mesozoico | Terciario Cretácico | Paleoceno Cretácico Superior | Grupo Malargüe | Formación Jagüel | pelitas y areniscas | |
| | | | | Formación Allen | areniscas, tufitas, margas y pelitas | |
| | | Cretácico Superior | Grupo Neuquén | | conglomerados, areniscas, fangolitas. | |
| Mesozoico | | | | | diques básicos | |
| Mesozoico Paleozoico | Triásico temprano Pérmico tardío | | | Complejo plutónico volcánico Dos Lomas | Formación Jagüel | dacitas, riolitas |
| | | | | Complejo plutónico La Esperanza | Granito Donosa | granitos, granodioritas, aplitas. |
| Paleozoico inferior | | | | Formación Mamil Choique | gneises, migmatitas y leucogranitos. | |
| Paleozoico inferior Precámbrico superior | | | | Formación Colo Niyeu | Metamorfitas de bajo grado. | |

Edad y correlaciones: No se dispone de dataciones radiométricas u otros elementos de juicio que permitan estimar la edad de estas rocas, salvo que se han derramado sobre los depósitos de la Formación Chichinales, asignada al Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Desde este punto de vista la edad de los basaltos aflorantes en la zona de El Cuy sería post Mioceno temprano.

Rasgos estructurales del área

El análisis estructural fue realizado mediante la interpretación de imágenes satelitarias a escala 1: 500.000 y ampliaciones a escala 1: 100.000 y 1: 50.000.

En esta región no existen grandes complicaciones tectónicas. Sin embargo la interpretación de su estructura se ve dificultada ya que las evidencias de campo no permiten inferir con certeza la sucesión de eventos acontecidos. El área se caracteriza por haber sido afectada por procesos de fracturación y movimientos diferenciales de bloques, lo cual responde a una tectónica de corte tensional.

La presencia de algunos lineamientos identificados durante el estudio de gabinete se vieron corroborados durante el desarrollo de las tareas de campo. De este modo fué posible diferenciar dos sistemas de lineamientos principales.

El lineamiento El Cuy (N 50° E) es un lineamiento de escasa expresión individual, (25 km promedio), evidenciado por los derrames lávicos de la Formación La Cabaña. Por otra parte los lineamientos El Loro, Patú Co y Sierra Blanca se ubican entre N 60° E y N 85° E. Son lineamientos más espaciados que el N 50° E y presentan una extensión individual del orden de los 40 km. Ellos limitan los afloramientos de las rocas graníticas del Paleozoico superior hacia el norte y el sur. Los lineamientos El Loro y Patú Co fueron activos antes de la depositación del Grupo Neuquén ya que la distribución del mismo está controlado por el bloque estructural constituido por las rocas graníticas. Por otro lado el lineamiento El Cuy controla el emplazamiento de las rocas de la Formación La Cabaña por lo que se considera que ellas se desarrollaron con anterioridad al Mioceno temprano.

Consideraciones finales

Las diversas unidades estratigráficas que representan la evolución geológica del área considerada, desde el Precámbrico tardío hasta el Terciario, se presentan en el siguiente cuadro estratigráfico.

La tectónica del área muestra dos sistemas de fracturación principales representados por los linea-

mientos El Cuy (N 50° E) y por los lineamientos El Loro, Patú Co y Sierra Blanca (N 60-80° E).

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo económico brindado a través del PGINC Resolución Nro. CU-0482/93; a los correctores de la Revista por las oportunas sugerencias aportadas a la versión anterior de este trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. A., Iñiguez 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.
- Barrio, C., Carlini, A. A. y Goin, F. J., 1989. Litogénesis y antigüedad de la Formación Chichinales de Paso Cordoba (Río Negro, Argentina). *Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 4: 149-156.
- Bertels, A., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario de la Patagonia Septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1): 41-54.
- Bettini, F. H., 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las Hojas 30 c y 32 b (Puntilla de Huincan y Chos Malal) del Sur de Mendoza y Norte de Neuquén, Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 5: 79-114.
- Caminos, R. y Llambías, E. J., 1984. El basamento cristalino. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1 (2): 37-63. Buenos Aires.
- Cazau, L. y Uliana, M. A., 1974. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 131-163.
- Dalla Salda, L. H., Varela, R., Cingolani, C. y Aragón, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (3-4): 377-386.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 439-506. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Doering, A., 1882. Geología. Informe oficial de la Comisión Científica agregada al estado mayor general de la expedición al Río Negro, entrega tercera, 3ª parte, pp. 611-628.
- Gonzalez Díaz, E. F y Malagnino, E., 1984. Geomorfología. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1 (13): 347-364. Buenos Aires.
- Grecco, L. E., Gregori, D. A., Rapela, C. W., Pankhurst, R. y Labudía, C. H., 1994. Peraluminous granites in the Northeastern Sector of the North Patagonian Massif. *Symposium on Structural and Compositional Segmentation of the Andes*. Concepción, Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1354-1359.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Ministerio de Agricul-

- tura de la Nación, 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°. 1er Congreso Panamericano Ingeniería, Minería y Geología, IPIMIGEO, 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. La Plata.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera, entre las latitudes 34° y 29° 30'. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", 1 (5): 1-352. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1959. Supracretácico En: Geografía de la República Argentina, 2. Segunda Parte: 1-165. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.
- Irvine, T. N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8 : 523-548.
- Labudía, C. H. y Bjerg, E. A., 1995. Geología del sector oriental de la hoja Bajo Hondo (39e), provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4): 284-296.
- Lameyre, J. y Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 169-186.
- Linares, E., Ostera, H. A. y Parica, C., 1990. Edades radiométricas preliminares del Basamento Cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 251-254. San Juan.
- 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, 48 (1-2): 220-243.
- Miall, A. D., 1977. A review of the Braided-River Depositional Environment. Earth Science Review, 13: 1-62.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. Earth Science Review, 22 : 261-308.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Magmas and magmatic Rocks. An introduction to igneous petrology. Longman Group Limited, 266 p. New York.
- Nullo, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 158: 1-88. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39 c, Paso Flores, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 167: 1-70. Buenos Aires.
- Núñez, E. y Cucchi, R., 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Norpatagónico en los alrededores de Mengué, provincia de Río Negro, república Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 125-128. San Juan.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 : 63-81.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F.L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 148: 1-54. Buenos Aires.
- Roth, S., 1897. Apuntes sobre la Geología y la 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: 143-196. La Plata.
- Spalletti, L. A., Matheos, S. D. y Merodio, J. C., 1993. Sedimentitas carbonáticas Cretácico-terciarias de la plataforma Nordpatagónica. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 249-257. Buenos Aires.
- Uliana, M. A. y Dellapé, D. A., 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión maestrichtiana-eoterciaria del engolfamiento neuquino (Patagonia septentrional). Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 673-711. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (2): 85-107.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos 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, Ministerio de Agricultura de la Nación, 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, Ministerio de Agricultura de la Nación, Boletín, 39: 1-27. Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los Territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del Neuquén (cerro Lotena y Covunco). Anales Ministerio Agricultura, Sección Geología, Minería y Mineralogía, 10 (1): 60 pp.
- Winkler, H.G.F., 1978. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. H. Blume Ediciones, 346 pp. Madrid.

Recibido: 6 de junio, 1995

Aceptado: 7 de octubre, 1997

NOTA BREVE

Hallazgo de peperitas en isla Marambio, Antártida: algunas consideraciones sobre su emplazamiento

Alberto Tomás CASELLI¹ y Gabriela Isabel MASSAFERRO²

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.

² Centro Nacional Patagónico, Boulevard Brown s/n, 9120 Puerto Madryn, Chubut.

ABSTRACT. *Discovery of peperites on Marambio Island, Antarctica, with considerations of their emplacement.* The finding of peperite breccias on Marambio Island allows to confirm the existence of at least two different pulses in the intrusion of basaltic dykes within the James Ross Island Volcanic Group. Two important bodies of peperites were recognized at Filo Negro and Geoantar hill. They were formed by the intrusion of basaltic dykes in the unconsolidated Paleogene sediments of Sobral Formation. The breccias are composed of vesicular glassy fragments, and volcanic and sedimentary lithic constituents in a sand matrix. The intrusions were probably emplaced at very shallow depth and are possibly related to a younger volcanic pulse, dated at 1.3 Ma.

Introducción

Esta contribución tiene como objeto dar a conocer el hallazgo de peperitas en la isla Marambio, las cuales permiten hacer algunas consideraciones sobre su profundidad de emplazamiento y afiliación a pulsos más jóvenes, como así también algunas reflexiones sobre la existencia o no de derrames lávicos.

La isla Marambio se encuentra situada al este de la Península Antártica a los 64° 15' latitud S y 56° 45' longitud O, formando parte del denominado Grupo de Islas James Ross (Fig. 1). Si bien el vulcanismo del archipiélago ha sido tratado por numerosos autores, fueron Massabie y Morelli (1977) y Rinaldi *et al.* (1978) los primeros en describir, fundamentalmente desde un punto de vista petrográfico, las volcanitas aflorantes en esta isla. Recientemente Caselli *et al.* (1993) y Massafarro *et al.* (1994) dieron a conocer características geoquímicas y aspectos relacionados con la petrogénesis de estas rocas. La existencia de estas peperitas son un nuevo e importante aporte, que ayuda en la determinación de las características de emplazamiento.

Estratigrafía

Las volcanitas presentes en la isla atraviesan a sedimentitas marinas de edad cretácico-paleógena

correspondientes a las Formaciones López de Bertodano y Sobral, que constituyen el Grupo Marambio (Rinaldi *et al.* 1978). Estas rocas sedimentarias conforman una sucesión homoclinal, básicamente compuesta por areniscas calcáreas y una sucesión de limolitas arenosas y arcilitas limosas fosilíferas, muy poco diagenizadas, interpretadas como de ambiente de plataforma. En relación a su edad, la Formación López de Bertodano es atribuida al Maastrichtiano medio-tardío (Concheyro *et al.* 1995), y su parte superior, al igual que la Formación Sobral son atribuidas al Daniano (Santillana y Marensi 1995). Sobre el Grupo Marambio yace en discordancia angular la Formación La Meseta (Rinaldi *et al.* 1978) que comprende una sucesión de areniscas y pelitas de ambiente litoral y de edad eocena media (Vizcaíno *et al.* 1995). Esta unidad junto con los reducidos afloramientos de la Formación Cross Valley (Paleoceno superior) constituyen el Grupo Seymour Island (Elliot y Trautman 1982). Cubriendo en discordancia a estas sedimentitas yacen los sedimentos de la Formación Weddell (Zinsmeister y De Vries 1983) interpretados por estos autores y anteriormente por Malagnino *et al.* (1981) como depósitos glaciocénicos, de edad post-pliocena (Marensi en preparación).

Las volcanitas, asignadas por Massabie y Morelli (1977) al Grupo Volcánico Isla James Ross (Nelson 1966) están compuestas por un conjunto de extensos

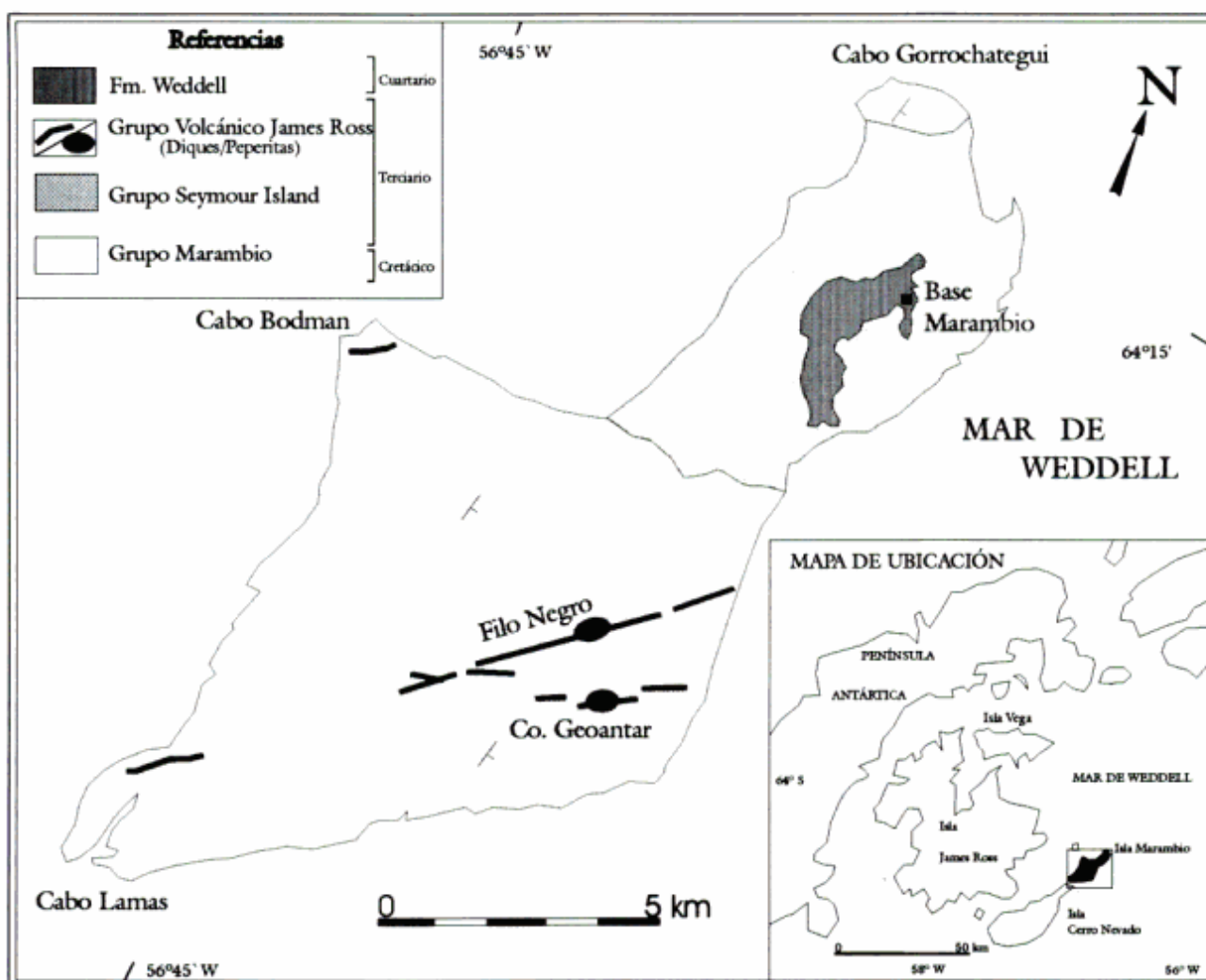


Figura 1: Bosquejo geológico de la isla Marambio con ubicación de los afloramientos de rocas intrusivas y peperitas.

diques descritos por Caselli *et al.* (1993), Rinaldi *et al.* (1978) y Massabie y Morelli (1977). Las rocas que conforman estos diques son basaltos amigdaloides afaníticos de color negro o pardo oscuro, cuya superficie externa suele presentar una pátina de alteración de color rojiza. Al microscopio la textura es microporfírica compuesta por fenocristales de olivina y plagioclasa (oligoclasa-andesina) en una pasta intergranular a intersertal. La pasta a su vez está compuesta por olivina, plagioclasa, augita titanífera y analcima intersticial. Recientes investigaciones han permitido reconocer dentro del GVIJR por lo menos dos pulsos eruptivos (Massaferro *et al.* 1994), el primero, datado en 6,8 Ma. (Massabie y Morelli 1977) y que pertenecería al evento principal que emplazó los diques y otro más joven y muy localizado de 1,3 Ma. (Massaferro *et al.* 1994).

Descripción de las Peperitas

Tanto en la corrida del Filo Negro como en la del Cerro Geoantar (Fig. 1) afloran dos cuerpos, que vistos en planta presentan forma ovalada, de aproximadamente 40 m de largo por 8 m de ancho. La roca que los compone es una brecha de color gris oscuro con sectores irregulares de color amarillento que no superan el metro y medio de diámetro, generados por procesos de palagonitización de los fragmentos vítreos. Está compuesta por fragmentos vítreos (70%) menores de 0,5 cm de diámetro, fragmentos angulosos de basaltos escoriáceos (20%) angulosos de hasta 2 cm y clastos angulosos de areniscas grisáceas claras (10%) inmersos en una matriz de grano muy fino. Ocasionalmente la roca contiene bloques de hasta 30 cm de diámetro de estas mismas areniscas.

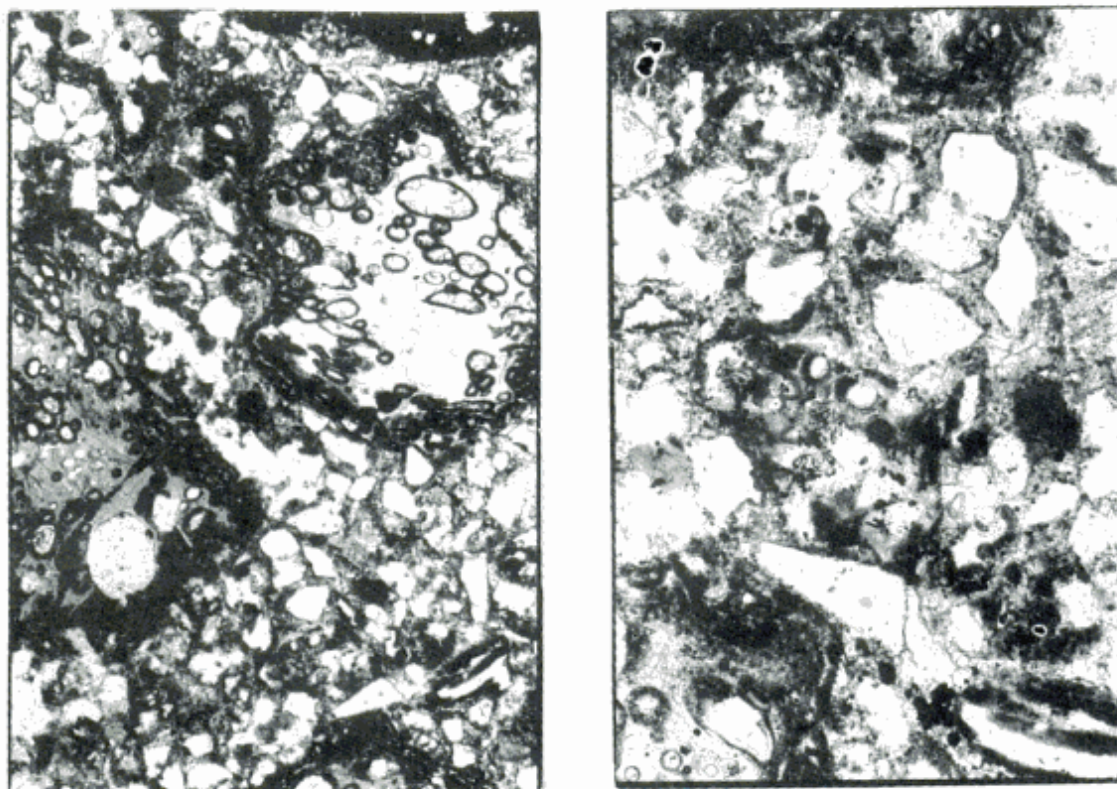


Figura 2: Microfotografías de las peperitas. **a**, Fragmentos pumíceos no deformados inmersos en una matriz sedimentaria (sin nicoles, x 40); **b**, detalle de la matriz sedimentaria (sin nicoles, x 100).

Al microscopio se observa que los fragmentos vítreos presentan formas redondeadas a subredondeadas con abundantes vesículas regulares, en algunos casos rellenas por calcita, mostrando una incipiente palagonitización en los bordes (Fig. 2a, b). El vidrio es límpido de coloración pardo amarillenta, en ocasiones incluye cristales de plagioclasa. Otros fragmentos vítreos presentan las vesículas deformadas y con incipiente alteración arcillosa (plagonita). Los fragmentos basálticos están compuestos por microlitas de plagioclasa y escasos pseudomorfos de olivinas reemplazados por calcita y ceolita, inmersos en una pasta vítrea con abundantes opacos. Estos fragmentos líticos son similares a los basaltos ya descritos por Massaferró *et al.* (1994) cuya edad es de 1,3 millones de años. La matriz de la brecha (Fig. 2a, b), está compuesta por una arenisca mediana a fina, de textura flotante, cuya fracción clástica (60%) está representada por granos de cuarzo mono y policristalino (50%), subredondeados, con escasos crecimientos secundarios; plagioclasas y feldespatos alcalinos (40%) límpidos, maclados según ley de albita los primeros, en cristales angulares; fragmentos líticos volcánicos ácidos alterados (5 %) y glauconitas (5 %). La fracción clástica descrita está cementada por carbonatos.

En síntesis, las brechas están compuestas por fragmentos vítreos vesiculares, líticos volcánicos y

sedimentarios inmersos en matriz arenosa. Estos cuerpos discordantes están emplazados en areniscas y pelitas no diagenizadas correspondientes a la Formación Sobral, la cual provee los fragmentos clásticos que componen la matriz.

Discusión

Las características del afloramiento sumadas a los rasgos texturales y estructurales macro y microscópicos que presentan estas rocas permiten inferir que se trata de peperitas. Las peperitas son rocas generadas por la mezcla de magma (en el caso de intrusivos) o lava (en el caso de coladas) con sedimentos húmedos no consolidados (Fisher 1960; Williams y Mc Birney 1979) y se caracterizan por mostrar textura clástica o brechosa con matriz de origen sedimentaria. Se forman a partir de erupciones subacuáticas o intrusiones que en contacto con estos sedimentos o con agua se enfrían bruscamente fragmentándose, dando así origen a hialoclastos (Mc Phie *et al.* 1993). Una particularidad de las peperitas que afloran en la isla es que no se desarrollan en sedimentos contemporáneos sino en sedimentitas antiguas, pero con muy bajo grado de diagénesis. Por su geometría y carácter intrusivo (por estar alojadas en areniscas y pelitas de la Formación

Sobral) este fenómeno se habría producido durante el ascenso de magma a niveles cercanos a la superficie, ya que no se encontró en el área indicios de fases extrusivas. Se propone para estas rocas un emplazamiento semejante a la de los criptodomas (Minakami *et al.* 1951) o intrusiones sin-volcánicas de alto nivel, en sedimentitas poco diagenizadas subsuperficiales. El movimiento del magma hacia la superficie está influenciado por su densidad y presión hidrostática comparada con la densidad de la roca encajante (o sedimentos) y la presión litostática que ejerce, sumada en el caso de ambientes subacuáticos, a la presión hidrostática generada por la columna de agua. El magma al ser más denso que la roca hospedante, si la presión hidrostática no supera a la litostática, es más fácil que quede como un intrusivo subsuperficial (Mc Birney 1963; Walker 1989).

La localización de estos cuerpos a igual nivel topográfico que los diques (que no muestran rasgos de estar alojados a un nivel subsuperficial) permite inferir que han sido emplazados a distinta profundidad. Para que esto ocurra, la edad de intrusión de ambas debería ser distinta. Posiblemente, las peperitas se generaron en un pulso más joven que los diques, coincidente con las rocas halladas en el Filo Negro por Massaferro *et al.* (1994) de edad pleistocena (1,3 Ma), las cuales por sus características texturales fueron interpretadas también como emplazadas próximas a la superficie. Ahora bien, para el pleistoceno, en el área se habría generado un ambiente glaci-marino, el cual está representado por las sedimentitas de la Formación Weddell, cuyos relictos afloran en la región norte de la isla. Por lo tanto, en el momento de la generación de las peperitas, las rocas hospedantes (sedimentitas de la Formación Sobral) se encontraban subyaciendo a estos sedimentos glaci-marinos. De haber derrames lávicos se deberían haber hallado indicios en estos sedimentos.

Conclusiones

El hallazgo de estas peperitas en la isla Marambio aporta una nueva evidencia sobre la existencia de un pulso magmático distinto al que dio origen a los diques, emplazado éste a niveles más cercanos a la superficie. La presencia, en la brecha que conforma estas rocas, de fragmentos líticos semejantes a basaltos pleistocenos hallados en el Filo Negro, podrían indicar su asociación a un pulso más joven.

Por otro lado, la ausencia de coladas o indicios que evidencien efusividad subáerea o subacuática en la isla, sumado a la presencia de estas peperitas "intrusivas", permitirían proponer un escaso aporte magmático, que al encontrarse limitado en su camino con sedimentitas poco consolidadas saturadas en agua, impidió la extrusión de lavas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caselli, A. T., Massaferro, G. I., Parica, C. y Rinaldi, C. 1993. Geoquímica de las vulcanitas de las islas Marambio y Cerro Nevada, Antártida Argentina. Acta Segundas Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, 225-228. Buenos Aires.
- Concheyro, A., Robles Hurtado, G. y Olivero, E. 1995. Sedimentology and Calcareous Nannofossils from the Upper Cretaceous-Paleocene of James Ross Island Area, Antarctica. Abstracts 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences: 88. Siena, Italia.
- Elliot, D. H. y Trautman, T. A. 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. En: Craddock, C. (Ed.), Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press : 287-297.
- Fisher, R.V., 1960. Classification of volcanic breccias. Bulletin Geological Society of America, 71: 973-982.
- Malagnino, E., Olivero, E., Rinaldi, C. y Spikermann, J., 1981. Aspectos geomorfológicos de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. Acta 8^o Congreso Geológico Argentino, 2: 883-896. San Luis.
- Massabie, A. y Morelli, J., 1977. Buchitas de la isla Vicecomodoro Marambio sector antártico argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina , 32 (1): 44-51.
- Massaferro, G. I., Caselli, A. T. y Rovere, E., 1994. Hallazgo de vulcanitas Pleistocenas en la Isla Marambio, Antártida. Acta 3^{er} Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas: 99-103. Buenos Aires.
- McBirney, A.R., 1963. Factors governing the nature of submarine volcanism. Bulletin of Volcanology, 26: 455-469.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmanian Government Printing Office, 197 pp. Tasmania.
- Minakami, T., Ishikawa, T. y Yagi, K., 1951. The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. Bulletin of Volcanology, 11: 45-160.
- Nelson, P. H., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey. Scientific Report, 54, 62 pp. Londres.
- Rinaldi, C., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, H. y Del Valle, R., 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. Dirección Nacional del Antártico, Contribución, 217. Buenos Aires.
- Santillana, S. y Marensi, S., 1995. Breve reseña sobre la geología de la isla Marambio, Antártida. Resúmenes 11^o Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, 13. San Miguel de Tucumán.
- Vizcaíno, S., Reguero, M., Marensi, S. y Santillana, S., 1995. New land mammal-bearing localities from the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. Abstracts 7th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, p. 397. Siena, Italia.
- Walker, G.P.L., 1989. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. Australian Journal Earth Science, 36: 149-165.
- Williams, H. y Mc Birney, A., 1979. Volcanology. Freeman, Cooper and Company, 397 pp. San Francisco.
- Zinsmeister, W. y de Vries, T., 1983. Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. Antarctic Journal of the United States, 18: 64-65.

Recibido: 4 de diciembre, 1996

Aceptado: 14 de agosto, 1997

NOTAS NECROLÓGICAS

† **Pierina Antonieta Ernestina Pasotti**
(1902 -1996)



El 18 de agosto de 1996, cuando solo restaban diez días para alcanzar los 94 años de edad, falleció en la ciudad de Rosario la invalorable Pierina, dejando un sentimiento de angustia entre todos los que conocieron su larga y poco común trayectoria en el campo de las ciencias de la tierra. Su deceso se produjo cuando aún perduraba en el recuerdo de colegas la celebración de sus 66 años de labor ininterrumpida en el Instituto de Fisiografía y Geología "Dr. Alfredo Castellanos" de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario, Instituto frente al cual se mantuvo en todo instante desde el año 1952. Al mismo le dedicó sus mejores afanes tanto docentes como investigativos habiéndose hecho cargo de su dirección a la muerte del Dr. Alfredo Castellanos quien fuera su primer director, contando a Pierina como su más directa colaboradora y admiradora.

Había nacido en la ciudad de Rosario el 29 de junio de 1902 trasladándose siendo aun una niña con su familia a Italia, lugar de origen de sus padres país en el que curso sus primeros estudios en Torino, en el Instituto Nacional para Hijas de Militares, donde obtuvo sus título de Maestra, el que no la habilitaba para el ingreso a estudios superiores, viéndose obligada a cursar las equivalencias para recibirse de bachiller y así poder ingresar en la Universidad de Torino, en la cual curso la Carrera de Ciencias Naturales, graduándose el 18 de junio de 1927 mediante una Tesis paleontológica sobre "Crinoideos Paleogénicos" la que fue publicada por la Sociedad Geológica Italiana, recibiendo su título de Doctoris Historie Naturalis.

Razones familiares particularmente políticas determinaron su retorno al país y a su ciudad natal

donde intenta incorporarse a la Facultad de Ingeniería, solicitando ingresar en la Cátedra de Geología, siendo rechazada por el Interventor de turno por tratarse de una mujer y no resultar propicia la nominación en una carrera según él de neto corte masculino.

Posteriormente gracias a la intervención del Dr. José Benjamín Avalos prestigioso médico, siendo Ministro de la Nación logra su nominación en 1930 en el Instituto de Fisiografía, Mineralogía y Geología.

Su historial docente e investigador se inicia bajo la dirección del Dr. Alfredo Castellanos para las carreras de Agrimensura e Ingeniería Civil de la entonces Facultad de Ciencias Matemáticas, Físico-Químicas y Naturales, Aplicadas a la Industria, de la Universidad de Nacional del Litoral.

En el año 1951 revalida su título doctoral en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba como Doctora en Ciencias Naturales, en la especialidad Mineralogía y Geología.

Su brillante carrera docente la ejerció como profesora de distintas escuelas secundarias (Escuela Industrial de la Nación, Instituto Secundario Dante Alighieri), y en el ambiente universitario se abocó a la docencia en la Facultad de Filosofía y Letras, además de la de Ingeniería, alcanzando el gran mérito de ser designada en 1964 profesora Emérita de la Universidad Nacional de Rosario, resultando la primera mujer en ser nominada como tal.

Si bien su tarea científica inicia - luego de su tesis paleontológica - en el campo de la Petrografía, especialidad a la que dedico sus afanes mientras su debilitada vista se lo permitió, pasando luego al frente del Instituto de Fisiografía en el que se dedicó apasionadamente al desarrollo de la Geomorfología, particularmente del ámbito pampeano, realizando al respecto una innumerable cantidad de trabajos en las provincias de Santa Fe, Chaco, Córdoba y Entre Ríos, vinculando la red hidrográfica a los rasgos tectónicos directrices, sobre la base de la Fotointerpretación, siendo en ese sentido la iniciadora de dicha disciplina en el ámbito de la geología para Ingenieros. Alcanzan el centenar los trabajos tanto éditos como inéditos, por ella realizados y durante sus brillantes clases volcó con afán desmedido la valoración de la geomorfología y de la fotointerpretación a sus alumnos de Ingeniería Civil como a los Ingenieros Geógrafos, dejando una pleyade de discípulos muy bien pertrechados a lo largo de su carrera docente.

Por la ímproba tarea efectuada fue declarada primera socia honoraria de la Sociedad de Estudios Geográficos GAEA, entidad que posteriormente también la distinguió con el Premio "Francisco P. Moreno" en el año 1973 y en el 1984 con el de la "Consejería de la Geografía".

Fue miembro honorario de la Federación Argentina de Mujeres Universitarias FAMU. La Asociación Geológica Argentina la honró designándola Miembro Honorario en el año 1980.

Desde el año 1975 fue socia fundadora de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y su Delegada permanente para la zona Litoral, habiéndole dedicado la Asociación el tomo X de sus Actas.

En el año 1987 fue designada Miembro de Número de la Academia Nacional de Geografía.

Su reconocimiento dio lugar a que los Congresos Nacionales del Agua la homenajearan mediante la entrega de una plaqueta por sus valiosos aportes hidrográficos de la zona litoral y mesopotámica.

Además de los reconocimientos científicos mencionados el Concejo Deliberante de la Ciudad de Rosario la designó en 1993 "Ciudadana Ilustre". El Instituto Politécnico Superior le dedicó una de sus aulas.

Fue presidente activo la Federation des Corps Savants d'Asia, d'Europe, d'Afrique et d'Amérique cargo que ejerció con su clásica modestia y formalmente su nombre figura en el Banco de Talentos de la Comisión Interamericana de Mujeres del Centro Multinacional de la Mujer de la Organización de Estados Americanos (OEA).

Pese a todas la nominaciones recibidas siempre se caracterizó por una modestia innata, poco afecta a

hablar de sus diversos éxitos logrados con su trabajo afanoso, sin nunca dejar de valorar debidamente la experiencia de sus colaboradores, muchos de ellos formados por ella.

Dado la extensión de su actuación docente puede decirse que fue la que inculcó al mayor número de ingenieros los conocimientos básicos de la geología de la ingeniería.

Puede aseverarse que su vida estuvo por entero signada por la enseñanza de la que fuera su ciencia vocacional y siendo ya muy mayor, y hasta poco tiempo antes de su desaparición concurrir prácticamente a diario al Instituto para que con su ojo avizor todo se realizara según su leal entender.

Por todo ello su imagen se mantendrá imperecedera frente a su partida hacia un destino insondable, perdurando su presencia aun en la ausencia, al haber vivido de tal forma que seguirá estando siempre presente en el recuerdo de sus colegas y amigos, resultando irremplazable para las futuras generaciones ávidas de conocimiento.

Horacio Victor Rimoldi.
Departamento de Ciencias Geológicas
Universidad de Buenos Aires

† Marcelo Reynaldo Yrigoyen (1924-1997)



En su medio siglo de existencia, la Asociación Geológica Argentina sufrió la pérdida de varios miembros, los que nos dejaron para siempre, habiendo sido recordados por sus desempeños profesionales, académicos o por sus condiciones humanas.

Ahora me toca la dolorosa misión de hacerlo con el Dr. Marcelo Reynaldo Yrigoyen, quien gracias a su personalidad, a su sólida formación y a sus valiosas contribuciones geológicas fue capaz de llenar todas las facetas antes mencionadas.

En 1948 se doctoró en Ciencias Naturales (Orientación Geológica) en la Universidad Nacional de La Plata y con el mismo título (con Orientación en Geología del Petróleo) en la Universidad de Buenos Aires.

La salida laboral se restringía entonces al "Servicio Geológico Nacional" (con sus distintas denominaciones a través del tiempo) y a Yacimientos Petrolíferos Fiscales, empresa que debía ir reemplazando con colegas locales a los geólogos e ingenieros extranjeros - en su mayoría europeos -, a los que recurrió en sus primeras etapas de desarrollo. A tales efectos, planificó un programa de incorporaciones que comprendía una selección previa de candidatos por sus calificaciones universitarias y otra con un examen práctico en el campo. Los finalmente elegidos eran becados hasta finalizar sus estudios, se les ofrecía un buen salario al egresar y en algunos casos, perfeccionamiento en el exterior. La formación se completaba con entrenamiento en trabajos exploratorios y en la atención de pozos de exploración, a cumplirse durante las vacaciones estivales, para luego, una vez recibidos, los jóvenes colegas debían actuar, durante un par de años, como "geólogos ayudantes" de comisiones geológicas, para ocuparse, además de sus tareas técnicas específicas, del manejo del campamento, del personal y del mantenimiento de los vehículos, pues a entender de los "jefes eu-

ropeos" había que "comenzar desde abajo" para luego saber conducir en forma adecuada al grupo que les sería asignado.

Marcelo pasó por todas esas etapas y la política formativa antes citada parece haber resultado muy oportuna, pues tanto él como muchos de sus colegas de YPF fueron luego llamados para ocupar cargos jerárquicos en empresas nacionales, extranjeras o en organismos internacionales.

Pero sin duda alguna, además de dichas sólidas bases iniciales, el futuro éxito de Yrigoyen se debió, en primera instancia, a su propia capacidad intelectual, a su dedicación al trabajo y a sus inquietudes académicas. También, en mucho debieron contribuir a su formación algunos de los profesores que él siempre recordaba, como los Dres. Walther Schiller, Joaquín Frenguelli y Enrique Fossa-Mancini, pero en especial el Dr. Pablo Groeber, quien fuera su director de tesis y su consejero por muchos años.

Ya iniciado en la vida profesional, se dio con Marcelo el caso de constituirse en uno de los pocos colegas, que si bien tenía que actuar en una empresa con finalidades prácticas -encontrar y producir petróleo-, no dejó de lado sus inquietudes académicas, como se evidencia en la lista de sus publicaciones.

Al respecto, no correspondería analizar cada una de sus contribuciones, sino solo comentar sus mejores logros.

Junto con Stover (1970) fueron los primeros en destacar el rol que la palinología —aún a nivel de asociaciones genéricas—, podría jugar en la correlación de los terrenos triásicos de la Cuenca Cuyana y de Ischigualasto-Ischichuca.

Al estudio de la estratigrafía y cronología de los terrenos terciarios de la Argentina y en especial los continentales del pedemonte mendocino, Marcelo le dedicó preferente atención (1970, 1992, 1993 y 1994), analizando y depurando conceptos anteriores, normalizando además la compleja nomenclatura respectiva.

Otras de sus contribuciones más valiosas se refieren a la composición de la Cordillera Principal mendocina (1972, 1978, 1979 y 1987 - en este último caso asociado con V. Ramos), cuando presentó un avanzado esquema estructural, evidenciando que al norte de los 34° S existen sobrecorrimientos en el flanco oriental de dicho ambiente, que permitieron el acortamiento cortical en el orden de los 29 km en sentido O-E.

La escasez de fósiles característicos en los terrenos continentales del centro de San Luis (Grupo Gigante), había conducido a interpretaciones estratigráficas y cronológicas muy disímiles, las que Marcelo aclaró adecuadamente (Yrigoyen 1974; Yrigoyen *et al.* 1989).

Por su versación sobre las cuencas sedimentarias locales, se le encargaron la confección de síntesis al

respecto, como la de la Geología del Subsuelo y Plataforma Continental (1975) y la de las Cuencas de Rawson, Península de Valdés, de Malvinas, Marina Austral y Malvinas de Argentina (1989a, b, c.). En igual sentido, importantes organizaciones norteamericanas (AAPG, USGS- Circum-Pacific Map Project y Circum-Pacific Council) le requirieron la preparación de informes anuales sobre el desarrollo de la industria petrolera en la Argentina (1971-86), la confección de mapas energéticos para la región circumpacífica y de cuencas sedimentarias del Cuadrante SE para el "Circum-Pacific Map Project" y de Recursos de Hidrocarburos para el área subandina de la Argentina (1990a, b, c, d).

Ya en el campo petrolífero estricto, debe destacarse que el hallazgo de los yacimientos de La Ventana y de Vizcacheras (Mendoza), se debió en principio a una observación suya, cuando estimó que algunos buzamientos muy suaves del Neoterciario del pedemonte mendocino eran contrarios a las inclinaciones regionales de los terrenos más viejos, infiriendo que ello podría ser un reflejo de estructuras más profundas, hecho que luego fue evidenciado por exploración geofísica. En igual sentido, el descubrimiento del campo petrolífero de Puesto Rojas (Mendoza) fue facilitado por los levantamientos y datos geológicos que él suministrara, evidenciando la asociación de terrenos calcáreos fracturados con capas yesíferas, de las Formaciones Agrio y Huitrín (cf. Lesta 1995, Rev. Asoc. Geol. Argent. 50, p. 24).

Por ello, tiene total validez el aserto de este último, al decir, durante el homenaje que la AGA le rindiera al Dr. Yrigoyen el 1/9/95: "... cuando hablamos de geología entre colegas, a veces analizamos el tema de geología académica *versus* geología práctica, y llegamos a la conclusión que sólo debe haber una Geología, la Buena Geología, y Marcelo es un ejemplo de cómo hacerla".

No extraña, por ende, que la Asociación Geológica Argentina, teniendo en cuenta exclusivamente sus indiscutibles méritos en campos específicos, lo incorporara como Miembro Honorario de la misma en 1979.

Su vocación comunitaria en beneficio de las instituciones a las que estaba vinculado se evidencia por el hecho que integró como miembro las Comisiones Directivas o Juntas Ejecutivas de la AGA (1957), del 3º y del 5º Congreso Geológico Argentino (1966, 1975), del Comité Organizador del "I Simposio Internacional de Geología y Estratigrafía del Gondwana" (1967), del Consejo Superior Profesional de Geología (1967-68), del Comité de Exploración del Instituto Argentino del Petróleo (1973-97), del Comité Nacional Argentino para el Comité de Congresos Mundiales de Petróleo (1967-97), del Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1969-97), a la vez que fue Vice Presidente del Centro Argentino de Geólogos (1957- 58), Secretario del Instituto Argentino del

Petróleo (1964-66), Presidente del 8º Congreso Geológico Argentino (1981) y Miembro Invitado de la American Association for the Advancement of Science (Washington, 1994-97). Asimismo, tuvo activa participación en la compra de la Casa del Geólogo.

En la actividad docente universitaria actuó como Ayudante 1º en la Cátedra de Geología Histórica y Regional Argentina de la FCEN de la UBA, dictó cursos de "Interpretación de aerofotografías" en el Departamento de Geología de la misma Casa de Altos Estudios y como Profesor visitante lo hizo sobre "Morfología y constitución geológica de la región de Buenos Aires". Por otro lado, era consultado a menudo por alumnos que terminaban sus trabajos de tesis doctoral.

Recibió el Premio "Juan José Nágera" de la Asociación Geológica Argentina (1994) y en 1988 la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) lo incorporó como miembro de la misma.

Si bien muchas otras referencias podrían brindarse sobre las calificaciones del Dr. Yrigoyen en los campos mencionados, también correspondería destacar aspectos que hicieron a su vida íntima, al calor humano y afectivo que de él emanaban.

Justamente, por su *savoir faire* y por su culto a la amistad, pudo formar un estrecho círculo de personas que mucho lo apreciaban y respetaban, tanto en los ambientes privados como en los profesionales o académicos. Su presencia era segura en las reuniones de todo tipo, en las cuales siempre fue un amable y ocurrente contertulio.

En forma personal, nos vinculamos estrechamente a partir de 1944 (siendo becarios de YPF) por compartir comunes inquietudes éticas, profesionales y culturales. Luego, cuando la citada empresa nos encomendó al Dr. Alberto Mingramm y a mí el estudio de los componentes jurásicos y eocretácicos de la Cuenca Andina en San Juan, Mendoza y Neuquén, hicimos uso de la Comisión Geológica N° 6, a cargo de Marcelo, durante los años 1950-53, para cumplir los trabajos de campo respectivos, habiendo participado él con toda intensidad en estas actividades. Ese largo convivir, a veces en condiciones de campo muy difíciles, sirvió para profundizar muchísimo nuestra amistad, la que de inmediato se extendió a las respectivas familias. Por ello, cuando en 1983 regresé junto con mi esposa al país, luego de nueve años de ausencia, comenzamos a compartir con Marcelo, su esposa y dos hijas nuestros veraneos en Pinamar, pasando siempre juntos las cenas de Navidad y Año Nuevo.

Lamentablemente, durante la última vacación, se produjo el desgraciado accidente que troncó su vida y que nos privó para siempre de su querida compañía, aunque el recuerdo y el afecto hacia él perdurarán para siempre entre nosotros, "su gran familia" y entre sus numerosos colegas y amigos y entidades societarias a las que tanto contribuyó.

PRINCIPALES CONTRIBUCIONES DEL DR. MARCELO R. YRIGOYEN

A. Informes Inéditos

Entre 1949 y 1996 elaboró numerosos informes para Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Comisión Nacional de Energía Atómica, Tennessee Argentina S.A., Esso Bs. As., S.A., Trend Argentina, S.A. y para firmas privadas.

B. Publicaciones sobre Geología

1. Yrigoyen, M.R., 1950. Algunas observaciones sobre los basaltos cuaternarios del sur de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (4).
2. Herrero Ducloux, A. e Yrigoyen, M. R., 1952. Observaciones geológicas en la zona del Cerro Papal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(2).
3. Yrigoyen, M. R. y Benvenuti, J. C., 1965. Nota preliminar sobre los basaltos cuaternarios en el sur de la provincia de Mendoza, República Argentina. *Ciencia e Investigación*, 11 (11). Buenos Aires.
4. Yrigoyen, M. R., 1956. La aerofotografía y la fotointerpretación. Necesidad de su enseñanza en nuestras universidades. *Holmbergia*, 5 (12-13). Buenos Aires.
5. Yrigoyen, M.R. y Stover, W.L., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Actas 4 Jornadas Geológicas Argentinas*, 2. Buenos Aires.
6. Yrigoyen, M. R., 1970. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6 (4). Buenos Aires.
7. Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
8. Yrigoyen, M. R., 1974. Edad cretácica del Grupo Gigante (San Luis) y su relación con áreas circunvecinas. *Actas 1º Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía*, 2. Tucumán.
9. Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. *Relatorio, 6º Congreso Geológico Argentino*, Bahía Blanca.
10. Yrigoyen, M. R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *Actas 1º Congreso Geológico Chileno*. Santiago de Chile.
11. Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera Principal. En: *Geología Regional Argentina, I: Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*.
12. Yrigoyen, M. R. y Ramos, V. A., 1987. Geología de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza. *10º Congreso Geológico Argentino*, Tucumán.
13. Yrigoyen, M. R. y Urien, C. M., 1988. Cuadro geoestructural de Sud América, en *Geología de América del Sur*. *Fac. Cienc. Natur. e Inst. Lillo*, Tucumán.
14. Yrigoyen, M. R., Ortiz, A. y Manoni, L., 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis, en *Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas*. *10º Congreso Geológico Argentino*, Tucumán.
15. Yrigoyen, M. R., 1989a. Cuenca Rawson y Península de Valdés. *Ibidem*.
16. Yrigoyen, M. R. Yrigoyen, M. R., 1989b. Cuenca de Malvinas. *Ibidem*.
17. Yrigoyen, M. R., 1989c. Las Cuencas Marina Austral y Malvinas de Argentina. *3º Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas*. Caracas.
18. Yrigoyen, M. R., 1990. Geografía y geología de Buenos Aires y sus alrededores. *Buenos Aires nos cuenta*, 21. Buenos Aires.
19. Yrigoyen, M. R., 1992. Los depósitos sinorogénicos terciarios.

Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires.

20. Yrigoyen, M. R., 1993. Revisión estratigráfica del Neogeno de la región Cacheuta - La Pilona - Tupungato, Mendoza Septentrional, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2. Buenos Aires.
21. Yrigoyen, M. R., 1993. Proyecto del Mapa Circum-Pacífico. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2. Buenos Aires.
22. Yrigoyen, M. R., 1993. Morfología y geología de la ciudad de Buenos Aires. Evaluación e incidencia geotécnica. *Actas Asociación Argentina Geología Aplicada a la Ingeniería*, 7. Buenos Aires.
23. Yrigoyen, M. R., 1994. Revisión estratigráfica del Neogeno de las Huayquerías de Mendoza Septentrional, Argentina. *Ameghiniana*, 31 (2). Buenos Aires.

C. Publicaciones sobre Geología Aplicada

1. Yrigoyen, M. R., 1958. El distrito uranífero de Malargüe. *Actas 2ª Conferencia Internacional Utilización Energía Atómica Fines Pacíficos*. Ginebra.
2. Yrigoyen, M. R., 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia*, 12 (4) Buenos Aires.
3. Yrigoyen, M. R., 1969. El Terciario de la Argentina. Su relación con los descubrimientos de petróleo y gas. *Petrotecnia*, 19 (4). Buenos Aires.
4. Yrigoyen, M. R., 1970. El geólogo de petróleo. *Mundo Geológico*, 4. Buenos Aires.
5. Yrigoyen, M. R., 1983. Reseña sobre los conocimientos y la exploración de los hidrocarburos en Argentina, antes de 1907. *Petrotecnia*, 3,4. Buenos Aires.
- 6-21. Yrigoyen, M. R., 1971-1988. Oil and gas developments. In *Annual Reports for "Oil and gas developments in South America, Central America, Caribbean Area and México"*. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, 1971-86.
22. Yrigoyen, M. R., 1990a. Circum-Pacific Region, Southeast Quadrant Energy Map. Circum-Pacific Map Project, USGS, Menlo Park, USA.
23. Yrigoyen, M. R., 1990 b. Circum-Pacific Report, Sedimentary Basins with Regional Cross Sections, Southeast Quadrant. *Ibidem*.
24. Yrigoyen, M. R., 1990c. Explanatory notes to the Southeast Quadrant Energy Map. *Ibidem*.
25. Yrigoyen, M. R., 1990d. Subandean hydrocarbon resources of Argentina, on Symp., Circum-Pacific Council - Geology of the Andes and its relation to hydrocarbons and mineral resources. *Circum-Pacific Council*, 11. Houston.
26. Yrigoyen, M. R., 1991. Hydrocarbons resources of Argentina. *Petrotecnia* (publicación especial para el 13º Congreso Mundial de Petróleo). Buenos Aires.
27. Yrigoyen, M. R., 1993. Reexploremos Argentina. *Boletín Información Petroleras*, 3º Etapa, 10 (36). Buenos Aires.
28. Yrigoyen, M. R., 1993. The history of hydrocarbon exploration and production in Argentina. *Journal Petroleum Geology*, 16 (4). Beaconsfield, England.
29. Yrigoyen, M. R., Urien, C. M. y Zambrano, J. J., 1994. Petroleum basins of Southern South America. An overview. *American Association Petroleum Geologists, Memoir*, 62. Tulsa.
30. Yrigoyen, M. R., 1994. Natural Gas resources in Argentina. *Proceedings Global Gas Resources Workshop*. University of Texas, Austin, Vail (Colorado).
31. Yrigoyen, M. R., 1994. Dr. Pellegrino Strobel. *Primer Profesor de Geología Aplicada a la Ingeniería*. *Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 8. Buenos Aires.

32. Yrigoyen, M. R., 1995. Los recursos gasíferos de Argentina. Boletín Informaciones Petroleras. 3, Etapa, 10 (40). Buenos Aires.

D. Otras Disciplinas

1. Yrigoyen, M. R., 1978. Fundación de Buenos Aires. Diagonal (Rev. ESSO SAPA), 9. Buenos Aires.
2. Yrigoyen, M. R., 1980. A cuatro siglos de la segunda fundación de Buenos Aires. Ibidem. 15.
3. Yrigoyen, M. R., 1984. Haciendo Historia. Ibidem, 22.

P. N. Stipanovic
Academia Nacional de Ciencias
Buenos Aires

† **Roberto Caminos (1931-1997)**



El 18 de enero falleció a los 65 años en la ciudad de Buenos Aires Roberto Caminos como consecuencia de una cruel enfermedad.

Con Caminos desaparece uno de los más prestigiosos geólogos regionales, cuya visión de conjunto y capacidad de síntesis eran excepcionales. Poseía una vasta experiencia en el campo y con su amplia percepción de los aspectos regionales y el multidisciplinario enfoque de ellos pudo resolver numerosos problemas relacionados con la evolución del Proterozoico superior y Paleozoico de Argentina. Sus destacadas dotes humanas permitieron que compartiera su experiencia con absoluta generosidad con sus colegas y con sus numerosos discípulos.

Nacido en la ciudad de Santa Fe, deambuló desde su niñez y juventud por las extensas llanuras de inundación del río Paraná. Ese paisaje le imprimió, además de un fuerte amor por la naturaleza, el concepto de la libertad infinita y el de la humildad. Estas vivencias perduraron durante toda su vida y coadyuvaron positivamente en la formación de su personalidad y de una mentalidad analítica y abierta a todo razonamiento lógicamente estructurado. He tenido el placer y el privilegio de haber compartido numerosos días de campo con Caminos y el recuerdo que tengo es que en cada región se mimetizaba con el paisaje, formando parte del mismo.

Durante la transición entre el bachillerato y la universidad recorrió durante unos años el país, de modo que cuando ingresó en 1955 en la carrera de geología de la Universidad de Buenos Aires ya conocía gran parte de nuestro territorio. En 1960 egresó como Licenciado en Geología y en 1964 obtuvo el título de Doctor en Geología con un trabajo sobre la "Estratigrafía y Tectónica del Espolón de La Carrera, Cordón del Plata, Mendoza", dirigido por el Dr. Jorge Polanski. Su excelente y detallado trabajo de campo le permitió sostener y defender ideas diferen-

tes de las de su director. Comenzaba así su carrera un geólogo que asignaba una importancia mayor a las relaciones geológicas y a la obtención de los datos en el campo. Para Caminos el mapa geológico era la primera fuente de información y la base de toda posterior discusión.

Durante 1966 realizó estudios en el Geological Survey de Estados Unidos en un programa de colaboración entre ese Servicio Geológico y el de Argentina. Efectuó diversos viajes internacionales para asistir a congresos y talleres de campo.

Caminos contrajo matrimonio con Regina Levy, también geóloga, quien desarrolló su actividad en la Dirección Nacional de Minería y Geología, y con quien compartió la mayor parte de su vida profesional. Tuvo tres hijos: Esteban, Martín y Cecilia y llegó a disfrutar de 3 nietos.

Siendo estudiante de geología ingresó en 1957 en la ex-Dirección Nacional de Geología y Minería jubilándose en 1993, después de haber trabajado activamente 36 años. Durante tan larga trayectoria recorrió el país desde La Quiaca hasta Isla de Los Estados e incluso el sector Antártico Argentino, y desde los Andes hasta la costa Atlántica. Durante este período efectuó, entre otros numerosos trabajos, el relevamiento y la descripción de las siguientes Hojas Geológicas: 14a Cerro El Potro; 14b Laguna Brava; 19f Olta; 21f Sierra de Las Minas, 21g Ulapes; 39g Cerro Tapiluke; 39h Chipauquil y 67e-f Isla de Los Estados.

En 1989, debido a su meritoria trayectoria, fue invitado por el CONICET a ingresar en la Carrera del Investigador Científico con la categoría de Investigador Principal, cargo que mantuvo hasta su desaparición.

Sus provincias geológicas favoritas, a las que reiteradamente visitó durante su larga trayectoria, fueron las Sierras Pampeanas, la Cordillera Frontal y el Macizo Norpatagónico.

En las Sierras Pampeanas Caminos ya en 1972 había distinguido dos entidades diferentes, que confirmó posteriormente en 1979, a las que denominó faja occidental y faja oriental, y que posteriormente pasaron a llamarse Sierras Pampeanas Occidentales y Sierras Pampeanas Orientales respectivamente. Esta aguda y premonitoria observación fue confirmada en los últimos años al obtenerse en las Sierras Pampeanas Occidentales nuevas edades radiométricas que resultaron ser mucho más antiguas que las de las Sierras Pampeanas Orientales y comparables con las del orógeno de Grenville, en el este de Norteamérica.

En las sierras de Chepes y Ulapes Caminos describió magistralmente las rocas ígneas, reconociendo allí un importante batolito de composición principalmente tonalítica, y que incluyó en la Formación Chepes. Es de destacar su notable y precursora descrip-

ción de las inclusiones máficas características de las rocas de este batolito, que interpretaba como el resultado de la intrusión del magma tonalítico en rocas dioríticas. Más tarde se asignará gran importancia al concepto de los enclaves microgranulares máficos y para explicar su origen se desarrollaría el modelo de mezcla de magmas.

En el Cordón del Plata, Cordillera Frontal, demostró que las secuencias sedimentarias neopaleozoicas formaban parte de una misma cuenca del Carbonífero inferior alto y superior cuyas diferentes formaciones, como Loma de Los Morteritos y El Plata están interdigitadas con pasajes transicionales laterales. De esta manera, descartaba el modelo sustentado por su Director de Tesis, Dr. Jorge Polanski, quien sostenía (1958) que ambas formaciones correspondían a dos cuencas sedimentarias de diferente edad: la inferior, infracarbonífera y la superior supracarbonífera, separadas por movimientos intercarboníferos o mesovariscicos, como en esa época se acostumbraba a denominarlos. Paradójicamente, muchos años después de esta controversia, Caminos, conjuntamente con Azcuy, Fauqué y Limarino reconocieron, aunque en la Precordillera riojana, una importante fase diastrófica plegante intracarbonífera, la fase Río Blanco, que interrumpió la sedimentación de la Formación Jagüel del Carbonífero inferior. La posible transición entre esta última Formación y la Formación Punilla, del Devónico superior-Carbonífero inferior, indujeron a Caminos y colaboradores a rejuvenecer la edad de la fase Chánica y a valorizar los movimientos intracarboníferos. Su mayor preocupación era comprender la validez regional del perfil de Jagüel, pero lamentablemente no pudo completar sus estudios.

En el Macizo Norpatagónico distinguió en el basamento cristalino dos unidades metamórficas: la Formación Nahuel Niyeu, intensamente plegada pero de un grado metamórfico bajo, que no alcanzó a borrar las estructuras sedimentarias. Determinó que esta unidad subyace discordantemente a areniscas cuarzosas asimilables a las de la Formación Sierra Grande. A la otra unidad metamórfica denominó Complejo Yaminué, al que describió como un complejo granítico gnéisico estratiforme. Las rocas ígneas Gondwánicas las agrupó en dos complejos ígneos: el Complejo plutónico Navarrete, constituido principalmente por tonalitas y granodioritas y el Complejo plutónico-volcánico Treneta, que incluye andesitas, dacitas, riolitas y granitos. Este modelo, junto con el de La Esperanza, contribuyó a comprender la evolución del magmatismo neopaleozoico-triásico inferior del Macizo Norpatagónico.

En 1967, conjuntamente con R. N. Dessanti, aportaron nuevas edades radimétricas del extremo sur de la Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael, estableciendo las bases de las secuencias ígneas

en estos distritos. En 1972 describió el perfil del Paso de Come Caballos-Jagüel, a los 28° S, que abarca la Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas, en un ambiente fisiográfico que corresponde a la Puna Austral. En 1973, en colaboración con otros colegas, aportó información sobre la geología de la península Hurd, en el archipiélago de las Islas Shetland del Sur, en el Sector Antártico Argentino. Describió (1976) con precisión las rocas deformadas de Isla de Los Estados relacionándolas a un evento deformante de alta presión y baja temperatura homologable con la facies metamórficas ceolítica. Fue un progreso para esa época reconocer en las estructuras andinas fajas de deformación dúctil con extensión regional. Con la colaboración de otros colegas (1995) asignó al Triásico superior los depósitos de la Precordillera riojana y los correlacionó con la Formación Los Colorados de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión.

Entre su producción científica caben destacar sus excelentes revisiones de provincias geológicas, en las cuales volcaba la mayor parte de sus ideas. Se publicaron en las dos Síntesis de la Geología Regional Argentina, en los Relatorios de los Congresos Geológicos, en los Congresos Internacionales de los Sistemas Carbonífero y Pérmico, y en *Earth Science Review*.

A cada regreso de un largo viaje de campaña generosamente exponía y discutía la información recogida en el campo sin resquemores ni egoísmos. Esa riqueza espiritual y abierta mentalidad provenían de su formidable cultura. Lector incesante sobre temas de historia, arte y literatura era dueño de una memoria prodigiosa, que ponía de manifiesto su profundo interés por todos los temas que su mente exploraba.

Cuántas veces nos hemos deleitado escuchando el análisis de las últimas novedades geológicas o del significado de la importancia de tal o cual discordancia. Con el mismo deleite le escuchábamos analizar y comentar las causas de la Revolución Francesa o la interpretación del *Timeo* de Platón con respecto a su posible relación con la Atlántida perdida, o tantos otros temas.

Su espíritu abierto y generoso, sin ningún tipo de mezquindad, contribuyó a que Caminos fuera, además, un excelente maestro. Sus enseñanzas las materializó en su larga carrera docente. Fue Profesor de Petrografía y Petrología, Geología Histórica y Regional y Petrología especial en la Universidad de Buenos Aires desde 1970 hasta su jubilación. En la Universidad Nacional de La Plata fue Profesor de Geología Estructural entre 1971 y 1975. Dirigió 10 Tesis de Doctorado en las Universidades de Buenos Aires, La Plata y de la Patagonia San Juan Bosco. En el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires, donde mayormente desarrolló su ca-

rrera docente, dirigió, además de las tesis doctorales, 34 Trabajos Finales de Licenciatura. Tuvo a su cargo becarios de Iniciación y Perfeccionamiento e Investigadores Asistentes del CONICET. También fue director de varios proyectos de investigación.

Caminos tuvo una intensa actividad pública relacionada con el quehacer geológico. Fue Director del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires entre 1986 y 1990. En la Asociación Geológica Argentina ocupó diversos cargos entre 1969 y 1979, siendo su Presidente en el periodo 1975-1977. En el Consejo Superior Profesional de Geología fue Consejero Suplente en 1971-1973 y Miembro del Tribunal de Ética en 1982-1984. Fue Secretario del 9º Congreso Geológico Argentino y Miembro de la Junta Ejecutiva de los 5º y 6º Congresos. Fue miembro en 1992 de la Comisión Asesora de Ciencias de la Tierra en el CONICET.

Ocupó diversos cargos en distintas comisiones como la del Comité Argentino de Estratigrafía desde 1984, Coordinador Regional por la Argentina por el proyecto IUGS para el Mapa Geológico de América del Sur (1976-1986), Integrante de la Comisión de la Carta Geológica de la Secretaría de Minería (1993-1995).

Referente imprescindible, actuó como Jurado de Tesis, en concurso de Profesores, como evaluador de Proyectos de Investigación, como árbitro de revistas científicas, etc., etc.. Sobre su escritorio yacían pilas de carpetas para ser evaluadas.

La muerte lo sorprendió como editor del libro de Geología Regional de Argentina, organizado por la Subsecretaría de Minería y en la confección de un nuevo mapa geológico de Argentina en escala 1:2.500.000 y 1:5.000.000, que ya se encontraban prácticamente concluidos.

Caminos nunca ansió el poder. Tampoco lo consideró como una meta en su vida ni se vanaglorió de haberlo poseído. Su infinito respeto por la libertad y por las personas le impedían moralmente ejercer el poder. Tendía más a escuchar que a tratar de influir. Las tareas "administrativas", como él las llamaba, las consideraba como un estorbo que le impedía realizar sus largos viajes de campaña y su contacto permanente con la geología. Pero sus cualidades humanas, su serenidad e imparcialidad resultaban un atractivo para que se le solicitase su colaboración en numerosas áreas. No era propenso a decir "no" y toda la actividad pública que desarrolló lo hizo porque consideraba que era una obligación. Se lo veía feliz cuando concluía con esas actuaciones. Para reencontrarse consigo mismo, de tanto en tanto, cuando sus actividades se lo permitían, se refugiaba en una modesta chacra que poseía en los bañados cercanos a la ciudad de Santa Fe, para regresar a su actividad renovado y con nuevas ideas geológicas.

Roberto Caminos era una persona frugal en todas

las facetas de la vida. Con poca cosa se arreglaba. Su vida interior y su familia, eran la fuente principal de sus gozos. En conjunción con esta personalidad, también era un hombre parco. Siempre expresaba lo justo, sin ninguna palabra demás. En las discusiones sus intervenciones eran breves, pero de una solidez tal, que era muy difícil no considerar sus sentencias. Nunca lo escuché enojarse, levantar el tono, ni siquiera decir malas palabras, aun en las reuniones informales, ni tampoco cuando se le empacaba la mula ..!

Roberto Caminos: te recordaremos con respeto y afecto por tu bonhomía y por tu generosidad. Tu esposa Regina, quien te acompañó y apoyó durante toda tu carrera, sentirá profundamente tu ausencia, tus hijos te recordaran como excelente padre y compañero y tus nietos como al cariñoso abuelo. Ten por cierto que la comunidad geológica continuará utilizando tu información y continuará analizando, perfeccionando y debatiendo tus propuestas y modelos geológicos.

PUBLICACIONES DE ROBERTO CAMINOS

- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 351-392.
- Dessanti, R. y Caminos, R., 1967. Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22: 135-162.
- Caminos, R., 1972. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 41-79. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., 1972. Antártida Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 771-796. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., 1972. Cordillera Frontal. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 305-343. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28 00' y 28 30' de latitud sur, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27: 71-83.
- Caminos, R., 1972. Upper Paleozoic sedimentation and magmatism in the Cordillera Frontal, Argentina. *Anales Academia de Ciencias de Brasil, (Supl.)* 44: 77-86.
- Caminos, R., 1973. Some granites, gneisses and metamorphites of Argentina. *Geological Society South Africa, Special Publication* 3: 333-338.
- Caminos, R., Marchese, H., Massabie, A., Morelli, J., Rinaldi, C. y Spikermann, J.P., 1973. Geología del sector noroccidental de la península Hurd, Isla Livingstone, Shetland del Sur, Antártida Argentina. *Instituto Antártico Argentino, Contribución* 162.
- Darziel, I.W., Caminos, R., Palmer, K., Nullo, F. y Casanova, R., 1974. The southern extremity of the Andes: the geology of Isla de los Estados, Tierra del Fuego, Argentina. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 58: 2502-2512.

- Caminos, R., 1978: La Carta Geológica-Económica de la República Argentina. Su significado y alcance. Memoria del Primer Seminario Sudamericano Cartografía Temática: 176-182, Buenos Aires.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional de Argentina, pp. 398-463. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.
- Caminos, R., 1979. Descripción geológica de las Hojas 21f, Sierra de Las Minas y 21g Ulapes, provincias de La Rioja, San Juan y Córdoba. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 172: 1-56.
- Caminos, R., 1979. Pórfidos y tobas dinamometamorfizadas de la Isla de Los Estados, Tierra del Fuego. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2: 9-23.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 41-80. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R., Cordani, U. y Linares, E., 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. Actas 2º Congreso Geológico Chileno, 1 (F): 43-61.
- Caminos, R. y Nullo, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 67e-f, Isla de los Estados, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 175:1-52.
- Espizúa, S. M. y Caminos, R., 1979. Las rocas metamórficas de la Formación La Cébila, sierra de Ambato, provincias de Catamarca y La Rioja. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 53: 125-142.
- Wernick, E., Hervé, F., Jaramillo, J. M. y Caminos, R., 1979. America do Sul: um exemplo de predominio de regeneração da crosta sílica sobre acreção lateral. Actas 2º Congreso Geológico Chileno, 1: b47-b62.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Geología Regional Argentina, 2, pp. 1462-1501. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Caminos, R. y Massabie, A. C., 1980. Antártida Argentina en Islas del Atlántico Sur. En: Turner, J. C. M. (Ed.): Geología Regional Argentina, 2, pp. 1529-1575. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Baker, P. E., Rea, W. J., Skarmeta, J., Caminos, R. y Rex, D. C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitudes 46° S. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, 303 (1474): 105-149.
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R.F. y Ramos, V.A., 1981. Reconocimiento geológicos de los Andes Fueguinos, Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 759-786.
- Caminos, R., Cingolani, J., Hervé, F. y Linares, E., 1982. Geochronology of the pre-Andean magmatism and metamorphism in the Andean Cordillera between 30 and 36° S. Earth Science Reviews, 18: 333-352.
- Caminos, R., 1983. Descripción geológica de las Hojas 39g Cerro Tapiluke y 39h Chipauquil, provincia de Río Negro. Informe Servicio Nacional Minero Geológico. (Inédito).
- Caminos, R. y Llambías, E. J., 1984. El basamento cristalino. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, pp. 37-63. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Buenos Aires.
- Cuerda, A. y Caminos, R., 1983. Los movimientos tectónicos en la Precordillera de San Juan, República Argentina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia, Publicación Especial, 9 (1-4): 143-152.
- Cortés, J. M., Caminos, R. y Leanza, H., 1984. La cobertura sedimentaria eopaleozoica. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, pp. 65-84. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Caminos, R. y Rapela, C. W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V. A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, pp 85-117. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Buenos Aires.
- Caminos, R., 1985. El magmatismo neopaleozoico en Argentina. Síntesis y principales problemas. Comunicaciones, Proyecto 211, Paleozoico Superior de Sudamérica: 1-15.
- Caminos, R. y Parica, C., 1985. The significance of the new Rb-Sr ages of igneous rocks from northern Patagonia. Comunicaciones, 35: 41-43.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina pp. 239-251. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Llambías, E. J. y Caminos, R., 1987. El magmatismo Neopaleozoico de Argentina. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, pp. 253-279. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Rapela, C. W. y Caminos, R., 1987. Geochemical characteristics of the Upper paleozoic magmatism in the eastern sector of the North patagonian Massif. Revista Brasileira de Geociências, 17: 535-543.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R., 1988. Características paleogeográficas y diastólicas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín Sociedad Geológica de Perú, 78: 203-224.
- Caminos, R., 1988. Precámbrico. En: Bonaparte, J.F., Toselli, A.J. y Aceñolaza, F.G. (Eds.): Geología de América del Sur, pp. 107-157. Serie Correlación Geológica 2, Tomo I, Tucumán.
- Caminos, R., Llambías, E.J., Rapela, C.W. y Parica, C.A., 1988. Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences, 1: 137-145.
- Caminos, R., Fauqué, L. y Limarino, C.O. (1990): Las fases diastólicas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Late Paleozoic South America, Proy. 211, Ann. Meet. Work group (Buenos Aires), Abstracts: 132-146, Buenos Aires.
- Limarino, C. O., Fauqué, L. y Caminos, R., 1990. Facies y evolución paleoambiental de los bancos rojos triásicos del norte de la Precordillera riojana. 3 Reunión Argentina Sedimentología, Actas: 169-174.
- Fauqué, L., Caminos, R., Limarino, C. y Carullo, M., 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo Carbonífero en la Precordillera Riojana, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 552-556.
- Llambías, E. J., Caminos, R. y Rapela, C. W., 1996. Magmatismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, pp. 267-288. Academia Nacional de Ciencias (12 Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico, 1991), Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suarez, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis. 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 187-191.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. J. y Parica, C.A., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif. Journal of South American Earth Sciences, 5: 321-325.
- Toselli, A. J., Dalla Salda, L. y Caminos, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior de Argentina. En: Gutiérrez Marco, J. C., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): Paleozoico inferior de Ibero-América, pp. 279-309. Universidad de Extremadura, Extremadura.
- Caminos, R., 1993. El Basamento Metamórfico Proterozoico-Paleozoico inferior. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, pp. 11-19. 12º Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza).
- Caminos, R., Fauqué, L., Cingolani, C., Varela, R. y Morel, E.,

1993. Estratigrafía y estructura del Devónico-Carbonífero en el sector septentrional de la sierra de La Punilla, Precordillera de La Rioja y San Juan. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 31-41.
- Pankhurst, R., Caminos, R. y Rapela, C., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides Gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 99-104.
- Caminos, R., Zamuner, A., Limarino, C. y Fauqué, L., 1995. Triásico superior fosilífero en la Precordillera riojana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 262-265.
- Caminos, R. y Azcuy, C., 1996. Fases diastróficas neopaleozoicas. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 255-265. Academia Nacional de Ciencias (12º Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y del Pérmico, 1991), Córdoba.
- Limarino, C.O., Caminos, R. y Fauqué, L., 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 513-530.
- Caminos, R. y González, P., 1996. Mapa Geológico de la República Argentina, escala 1:5.000.000. Subsecretaría de Minería de la Nación.

E. J. Llambías

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

ERRATA

En el artículo de *Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M. P., Primer Registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina*, publicado en el volumen 52, número 2, páginas 228-234, se omitió el siguiente texto:

"Agradecimientos

Se agradece a P. N. Stipanovic la identificación de los restos de plantas hallados y sus comentarios sobre el manuscrito original".

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

Presentación del manuscrito

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

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

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

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

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

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

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

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

Trabajos citados en el texto

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

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melchue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408. Buenos Aires.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

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

Autores

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

Este tomo de la Revista de la Asociación Geológica Argentina ha sido posible gracias al apoyo financiero del **Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)** y de la **Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)**, quienes no se hacen responsables del contenido de los artículos publicados.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels
YPF S. A.
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S. A.
Petrolera Argentina San Jorge

y a los aportes especiales de:

S. Archangelsky
H. G. Bassi
A. R. Gramajo
E. Linares
R. L. Moreno
H. J. Péndola
P. Quarleri
E. R. D. Saccone
F. Vervoorst
W. Volkheimer

Realización gráfica: Mirta N. Fernández.
Avda. 120 N° 410, 1900 La Plata.

Se terminó de imprimir el 10 de octubre de 1997
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the *Revista*.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. All papers submitted to the *Revista* are read critically by at least two referees before they are accepted for publication.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscripts, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:

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

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. They must be submitted on either 21.5 X 28.0 cm (8 1/2 X 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the *Revista*.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of editor and the city of publication.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

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

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176. Buenos Aires.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408. Buenos Aires.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Cost for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Authors

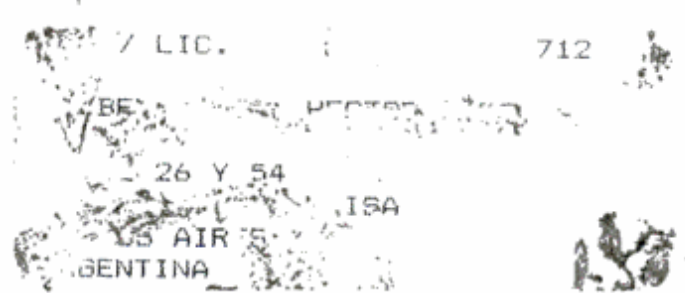
To publish a paper in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 52 - Número 3 - Págs. 241-416
Buenos Aires - Septiembre 1997

Registro de la Propiedad
Intelectual 732863



ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104