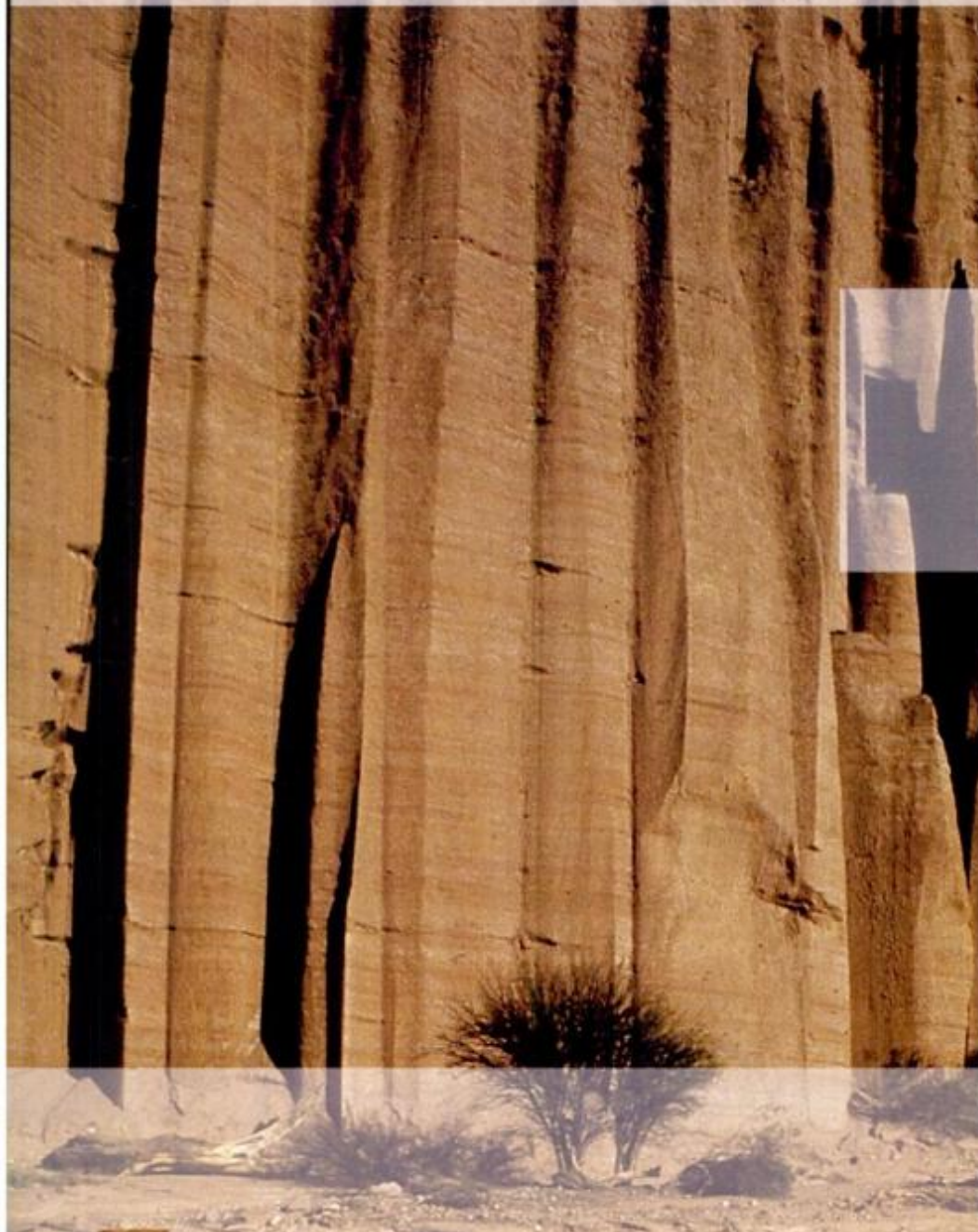


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 52 N° 2 1997



52 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

113-240
30 de junio de 1997

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 52, Number 2, June 1997

CONTENTS

ARTICLES

Deformation of the Precordillera thrust front, Province of San Juan

T.R. Zapata and R.W. Allmendinger, pp. 115-131

The metamorphic complex of the El Gigante range, San Luis, Argentina

C. Gardini and L. Dalla Salda, pp. 132-142

The Sierra Blanca overturned synform fold: petrology and structural evolution, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

R. Martino, A. Guareschi and M. Giambastiani, pp. 143-156

Genesis of desert pavements in a piedmont environment of Bajo de la Suerte, northeastern Chubut

P.J. Bouza and H.F. del Valle, pp. 157-168

Geology of the Mesozoic of Bahía Ensenada, Tierra del Fuego

E.B. Olivero, R.D. Acevedo and D.R. Martinioni, pp. 169-179

Geology and geophysics of rock bearing thorium anomalies near Morro Blanco ranch, Chubut Province

C.H. Labudía and J. Kostadinoff, pp. 180-186

Morphodynamics and historical evolution of the Punta Popper spit and the Rio Grande inlet, Tierra del Fuego

G.G. Bujalesky, pp. 187-201

Triassic alkaline basalts of the Ischigualasto-Villa Unión basin, La Rioja and San Juan provinces

S. Page, C.O. Limarino and A. Caselli, pp. 202-208

Ductile deformation phases in eopaleozoic formations in the Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero and their stratigraphical significance

A. Massabie, D. Mutti, A. Sanguinetti, M. Cegarra and M. Mozetic, pp. 209-218

SHORT NOTES

The Gastre fault system: *e pur si muove*

C.W. Rapela, pp. 219-222

Vanadiniferous micaceous concretions in the Patquia Formation (Permian), Sierra de Maz, Province of La Rioja

A.T. Caselli, C.O. Limarino and L.N. Castro, pp. 223-227

First record of fossiliferous marine Triassic from Argentina

A.C. Riccardi, S.E. Damborenea, M.O. Manceñido, R. Scasso, S. Lanés and M.P. Iglesia Llanos, pp. 228-234

DISCUSSION

About Cenozoic faulting in the Sierras de Córdoba

Comment, *A.C. Massabie*, p. 235

Reply, *R. Martino, P. Kraemer, M. Escayola, M. Giambastiani and M. Arnosio*, p. 236

MEMORIAL

Adrián Mario Iñiguez Rodríguez (1937-1996)

C. Cingolani, pp. 237-238

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 ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 52, NÚMERO 2, JUNIO 1997

CONTENIDO

ARTICULOS

- Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, Provincia de San Juan
T.R. Zapata y R.W. Allmendinger 115-131
- El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina
C. Gardini y L. Dalla Salda 132-142
- El sinforme de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina
R. Martino, A. Guareschi y M. Giambastiani 143-156
- Génesis de pavimentos de desierto en el ambiente pedemontano del Bajo de la Suerte, noreste del Chubut extraandino
P.J. Bouza y H.F. del Valle 157-168
- Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego
E.B. Olivero, R.D. Acevedo y D.R. Martinioni 169-179
- Geología y geofísica de las rocas portadoras de anomalías de torio en los alrededores de la estancia Morro Blanco, Provincia del Chubut
C.H. Labudía y J. Kostadinoff 180-186
- Morfodinámica y evolución histórica de la espiga Punta Popper y la boca de mareas del río Grande, Tierra del Fuego
G.G. Bujalesky 187-201
- Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan
S. Page, C.O. Limarino y A. Caselli 202-208
- Fases de deformación dúctil en formaciones eopaleozoicas de la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico
A. Massabie, D. Mutti, A. Sanguinetti, M. Cegarra y M. Mozetic 209-218
- NOTAS BREVES
- El sistema de fallas de Gastre: *e pur si muove*
C.W. Rapela 219-222
- Hallazgo de concreciones con micas vanadiníferas en sedimentitas de la Formación Patquía (Pérmico), sierra de Maz, Provincia de La Rioja
A.T. Caselli, C.O. Limarino y L.N. Castro 223-227
- Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina
A.C. Riccardi, S.E. Damborenea, M.O. Manceñido, R. Scasso, S. Lanés y M.P. Iglesia Llanos 228-234
- COMENTARIOS
- Acerca del fallamiento cenozoico en las sierras de Córdoba
Comentario, *A.C. Massabie* 235
Réplica, *R. Martino, P. Kraemer, M. Escayola, M. Giambastiani y M. Arnosio* 236
- NECROLOGICA
- Adrián Mario Iñiguez Rodríguez (1937-1996)
C. Cingolani 237-238

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: US\$ 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



XL80-3SG-U6E1

REVISTA

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. Allmendiger, 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. Llambias, 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. Thomson, British Antarctic Survey
M. Uliana, ASTRA CAPSA, Buenos Aires

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.

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

COMISIÓN DIRECTIVA (1995-1997)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. José Salfity.

Secretaria: Dra. Susana Damborenea.

Tesorero: Lic. Omar Lapido.

Vocales titulares: Lic. 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. Zarela 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.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Nélica 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.
Rosario: Sr. Horacio Parent, Universidad Nacional del Litoral.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEGA.
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. Danieli, Dirección Provincial de Minería.

Delegados en Buenos Aires

Bridas S.A.P.L.C.: Lic. Joaquín Oliver.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca.
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. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

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.

Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, Provincia de San Juan

Tomás R. ZAPATA y Richard W. ALLMENDINGER

Department of Geological Sciences, Cornell University, Snee Hall, Ithaca, NY 14853, USA

ABSTRACT. *Deformation of the Precordillera thrust front, Province of San Juan.* The thrust front zone of the Andean fold and thrust belt at 30° S latitude constitutes a thick-skinned triangular zone, in which the two opposing vergence systems of the Central and Eastern Precordillera have been interacting during the last 5 Ma. The propagation of the Niquivil thrust plate of the Central Precordillera was stopped, refolded and cut by the fault related to the Niquivil anticline of the basement-related Eastern Precordillera structures, following the buttressing tectonics model. Timing, evolution, kinematics and rates of deformation of the thick-skinned triangular zone structures are calculated from synorogenic deposits and growth strata. The Niquivil thrust plate experienced at least two stages of propagation during the last 5 Ma. The Niquivil anticline began to grow at ~2.7 Ma, followed by the Las Salinas anticline after ~2.6 Ma, and by the Bermejo anticline and Sierra de Valle Fértil. This defines a clear break-back deformation sequence for the Eastern Precordillera structures. The vertical uplift rates of these structures vary between 0.43 and 1.08 mm/yr. Growth strata geometries also show evidence of progressive and instantaneous limb rotation due to the axial surfaces migration. The latter is documented for the first time for a frontal limb in a seismic section across the Bermejo anticline. The "initial crest length" concept allows to reconstruct the geometry of growth strata related to constant thickness fault-propagation folds.

Introducción

Las estructuras de los frentes de corrimientos son en general diferentes de aquellas observadas en el interior de las fajas plegadas y corridas (Morley 1986). Estas regiones se hallan generalmente constituidas por múltiples escamas tectónicas limitadas por corrimientos; mientras que el frente de deformación se caracteriza por estructuras más complejas como zonas triangulares y retrocorrimientos (Morley 1986). A medida que la deformación avanza hacia el antepaís, estas estructuras complejas son cortadas por los corrimientos, quedando sólo remanentes de las mismas en el interior de las fajas plegadas y corridas (Morley 1986). Por lo tanto, para poder explicar los mecanismos de deformación de una faja plegada y corrida es necesario entender la deformación de los frentes de corrimiento. Una vez que la geometría de las estructuras de estos frentes es descripta, otro punto importante es determinar la cinemática de dichas estructuras, es decir, la evolución de la deformación a través del tiempo.

Los frentes de corrimiento afectan en general cuencas de antepaís. Estas a su vez son rellenas por depósitos sinorogénicos provenientes de las láminas de

corrimiento de la faja plegada y corrida (Jordan *et al.* 1988, 1993). Algunos de estos sedimentos son depositados en las inmediaciones de estructuras activas y dan lugar a la formación de "estratos de crecimiento" (Suppe *et al.* 1992). Los estratos de crecimiento se pueden utilizar para determinar la cinemática de las estructuras con las cuales están relacionados.

La geometría de los estratos de crecimiento está relacionada con la rotación de la superficie de la estructura en la que se depositan. Esta superficie puede rotar en forma progresiva o instantánea debido a la migración de superficies axiales (Fig. 1), o en una combinación de ambas. La primera da lugar a la formación de cuñas de acumulación (Fig. 1), relacionadas a levantamientos acelerados o desacelerados, y discordancias de acumulación progresiva (C.P.U., Riba 1976) (Fig. 1). Ejemplos de estas geometrías han sido extensivamente estudiados en afloramientos de los Pirineos españoles asociados con pliegues de despegue (*detachment folds*) y pliegues por propagación de fallas (Riba 1976; Anadón *et al.* 1986; Anastasio y De Paor 1985; Burbank *et al.* 1988; DeCelles *et al.* 1991; Holl y Anastasio 1993; Hardy y Poblet 1994) Rotaciones instantáneas producen triángulos de crecimiento

(Suppe *et al.* 1992) (Fig. 1), limitados por superficies axiales activas (Fig. 1), a través de las cuales el material que se deforma rota en forma instantánea, y superficies de crecimiento (Fig. 1) que limitan la región donde los sedimentos se depositan horizontalmente en forma pasiva, sin ser rotados. La velocidad de crecimiento y cinemática de las estructuras se puede calcular a partir de las edades y velocidades de acumulación de los estratos de crecimiento (Suppe *et al.* 1992). Los triángulos de crecimiento en general son visibles en perfiles de reflexión sísmica (Suppe *et al.* 1992).

El objetivo de este trabajo es determinar la geometría y la cinemática del frente del corrimiento andino a los 30° de latitud sur mediante el uso de perfiles estructurales balanceados con estratos de crecimiento controlados por geología de superficie e información de líneas sísmicas registradas por YPF S.A. Al mismo tiempo presentamos un método para predecir y determinar la geometría de los estratos de crecimiento relacionados con pliegues por propagación de fallas de espesores constantes (Suppe y Medwedeff 1990). Este método, junto con otras observaciones geológicas, nos permite reconstruir la historia y evolución temporal

del frente de corrimiento andino a esta latitud durante los últimos 5 Ma.

El frente de corrimiento andino: la Precordillera

El frente de corrimiento de la faja plegada y corrida de los Andes a los 30° de latitud sur, en las localidades de Jáchal, Huaco y Niquivil (Figs. 2 y 3) está constituido por la Precordillera central y oriental (Fig. 2) (Ortiz y Zambrano 1981). Estos dos sistemas de deformación se hallan separados regionalmente por los valles de Matagusanos y Huaco (Fig. 3). Superficialmente, las estructuras de la Precordillera central y oriental se asemejan a una zona triangular clásica o del tipo "Alberta" (Jones 1982) (Fig. 4), donde dos sistemas de vergencia opuesta se encuentran separados por un valle longitudinal. Sin embargo este frente de corrimientos no es considerado como una zona triangular clásica, como se discute en este trabajo.

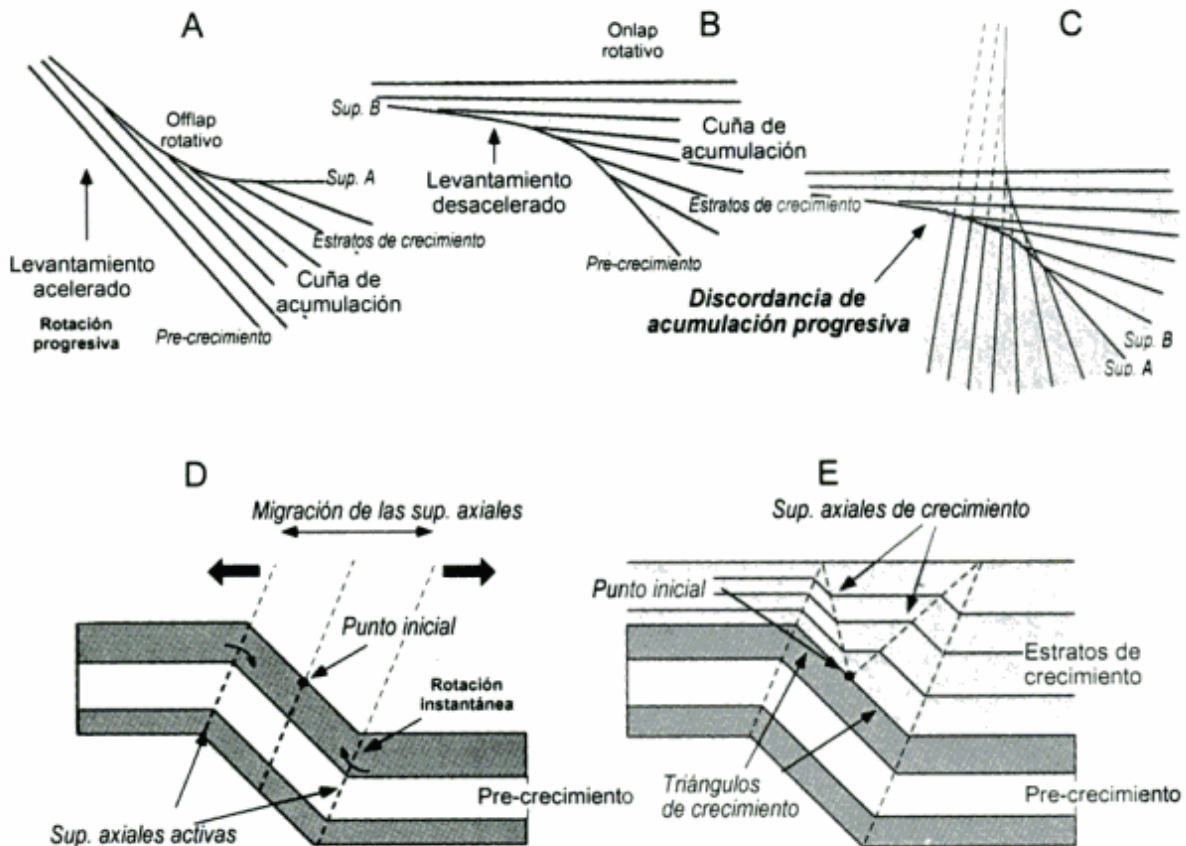


Figura 1: Diferencias entre las geometrías de estratos de crecimientos relacionados con rotaciones progresivas (A, B, C) y rotaciones instantáneas (C, D). Rotaciones progresivas relacionadas con levantamientos acelerados (A) o desacelerados (B) generan cuñas de acumulación. La combinación de ambos da lugar a la formación de discordancias de acumulación progresivas (C.P.U.) (C). La migración de superficies axiales activas (C) desde un punto inicial provoca la rotación instantánea del material a través de ellas. Esto genera la formación de triángulos de crecimiento (D) limitados por estas superficies y superficies de crecimiento que se unen en el punto inicial.

La Precordillera central está compuesta por corrimientos de vergencia oriental que despegan de las calizas de la Formación San Juan (Baldis y Chebli 1969; Ortiz y Zambrano 1981) (Fig. 3) y por lo tanto no involucran basamento en la deformación. La Precordillera oriental se compone de pliegues por propagación de fallas de vergencia occidental (Fig. 3) que afectan el basamento (Braccacini 1946; Roller 1969; Ortiz y Zambrano 1981; Zapata y Allmendinger 1996). Estos pliegues exponen los depósitos sinorogénicos terciarios de la cuenca de antepaís que se conoce en esta latitud como Cuenca del Bermejo (Fig. 2). Las fallas profundas que involucran el basamento en la deformación serían reactivaciones de antiguos lineamientos vinculados con la historia de la deformación del terreno de la Precordillera y su posible conexión con el continente de Laurentia (Dalla Salda *et al.* 1992).

Estructura de la Precordillera central

Los dos corrimientos más externos, más hacia el este, de la Precordillera central son los corrimientos de San Roque y Niquivil (Furque 1979) (Fig. 3). La profundidad del nivel de despegue de estos corrimientos estaría cerca de los 12 km por debajo del nivel del mar, de acuerdo con la interpretación de perfiles sísmicos (Allmendinger *et al.* 1990; Zapata y Allmendinger 1996), en las calizas eopaleozoicas de la Formación San Juan.

La lámina de corrimiento de San Roque está compuesta por una secuencia homoclinal de rocas paleozoicas (Fig. 3) que inclinan alrededor de 30° hacia el oeste, y aumentan su inclinación hasta 70° cerca de Huaco (Fig. 3). La falla se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios y no se han encontrado evidencias de actividad moderna relacionada con este corrimiento. La espalda del corrimiento de San Roque está cubierta por depósitos sinorogénicos constituidos por conglomerados de clastos de calizas de proveniencia local y rocas volcánicas de proveniencia regional (Jordan *et al.* 1993) (Fig. 3). Estos depósitos cambian abruptamente su inclinación de 35° a ~7° hacia el oeste (Fig. 5). Este cambio de inclinación estaría relacionado con una superficie axial relacionada con la rampa basal del corrimiento de Niquivil (Zapata y Allmendinger 1996), que habría rotado pasivamente la lámina del corrimiento de San Roque durante la propagación del corrimiento de Niquivil (Zapata y Allmendinger 1996).

La lámina del corrimiento de Niquivil de sur a norte cambia su inclinación desde ~30° hacia el oeste cerca de la localidad de Niquivil (Fig. 3) hasta ~60° cerca de Huaco (Fig. 3). Al mismo tiempo, hacia el norte a lo largo del rumbo, la lámina homoclinal del corrimiento de Niquivil se transforma en un anticlinal asimétrico y

de vergencia oriental conocido como anticlinal de Agua Hedionda (Braccacini 1946). Esta geometría sugiere que la falla de Niquivil ha sido originalmente un pliegue por propagación de falla (Suppe y Medwedeff 1990). Hacia el sur, cerca del río Aspero (Fig. 3), conglomerados de clastos de calizas y areniscas de proveniencia local junto con clastos volcánicos de proveniencia regional se encuentran en relación de *onlap* sobre rocas terciarias de la lámina del corrimiento de Niquivil (Figs. 3 y 6). Estos conglomerados han sido interpretados como estratos de crecimiento de la lámina del corrimiento de Niquivil, que habría experimentado al menos tres episodios diferentes de desplazamiento (Zapata y Allmendinger 1996). El primer estadio de deformación (Fig. 6) se habría caracterizado como un pliegue por propagación de falla que se habría originado entre los 8 y 5 Ma (Jordan *et al.* 1993). Posteriormente, probablemente debido a la interacción entre la falla de Niquivil y las estructuras de la Precordillera oriental que comienzan a formarse a los ~2.6 Ma (Jordan *et al.* 1993), la falla de Niquivil se habría detenido, dando lugar a la formación de los depósitos sinorogénicos de las Facies de Mogna (Zapata y Allmendinger 1996) (Fig. 2) en relación de *onlap* sobre la espalda de la lámina del corrimiento de Niquivil. Finalmente, probablemente debido a la liberación del estrés acumulado durante el período de quietud, el pliegue por propagación de falla se habría convertido en un "pliegue transportado" de alto ángulo (*high-angle breakthrough anticline*, Suppe

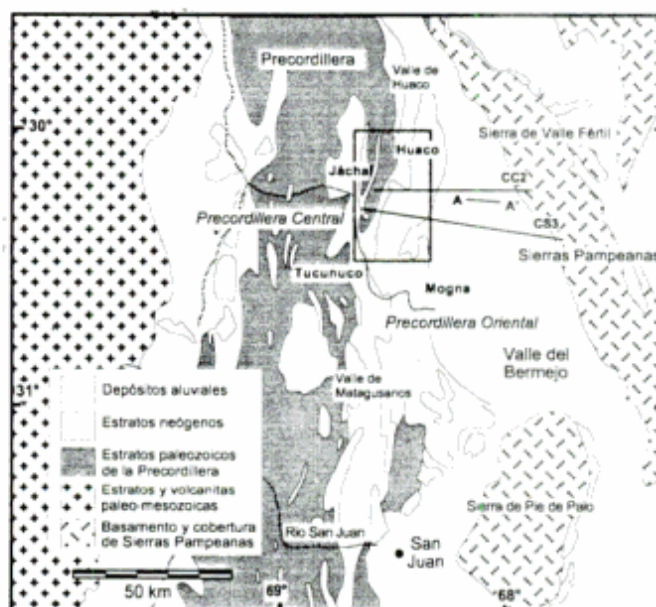


Figura 2: Mapa regional que muestra las principales provincias geológicas. El rectángulo gris señala el área cubierta por la Figura 3. Las líneas sólidas que cruzan el valle del Bermejo corresponden a las secciones estructurales CC2 (Fig. 5) y CS3 (Fig. 8). El segmento A-A' indica la ubicación del perfil sísmico utilizado en la Figura 11.

and Medwedeff 1990) mediante una falla que corta el limbo frontal del anticlinal hasta la superficie (Fig. 2).

La lámina de corrimiento de Niquivil es cortada por el corrimiento fuera de secuencia de Vallecito (Jordan *et al.* 1993), que se observa en perfiles sísmicos (Allmendinger *et al.* 1990) y en superficie (Fig. 3).

Por delante del anticlinal de Agua Hedionda se encuentra el anticlinal de Huaco (Fig. 3), asimétrico y

de vergencia oriental (Braccacini 1946), que estaría relacionado a múltiples escamas de fallas inversas producidas durante el estado de pliegue transportado del anticlinal de Agua Hedionda. El flanco este del anticlinal de Huaco se halla replegado por un anticlinal de vergencia opuesta, probablemente relacionado con las estructuras de la Precordillera oriental (Zapata y Allmendinger 1993).

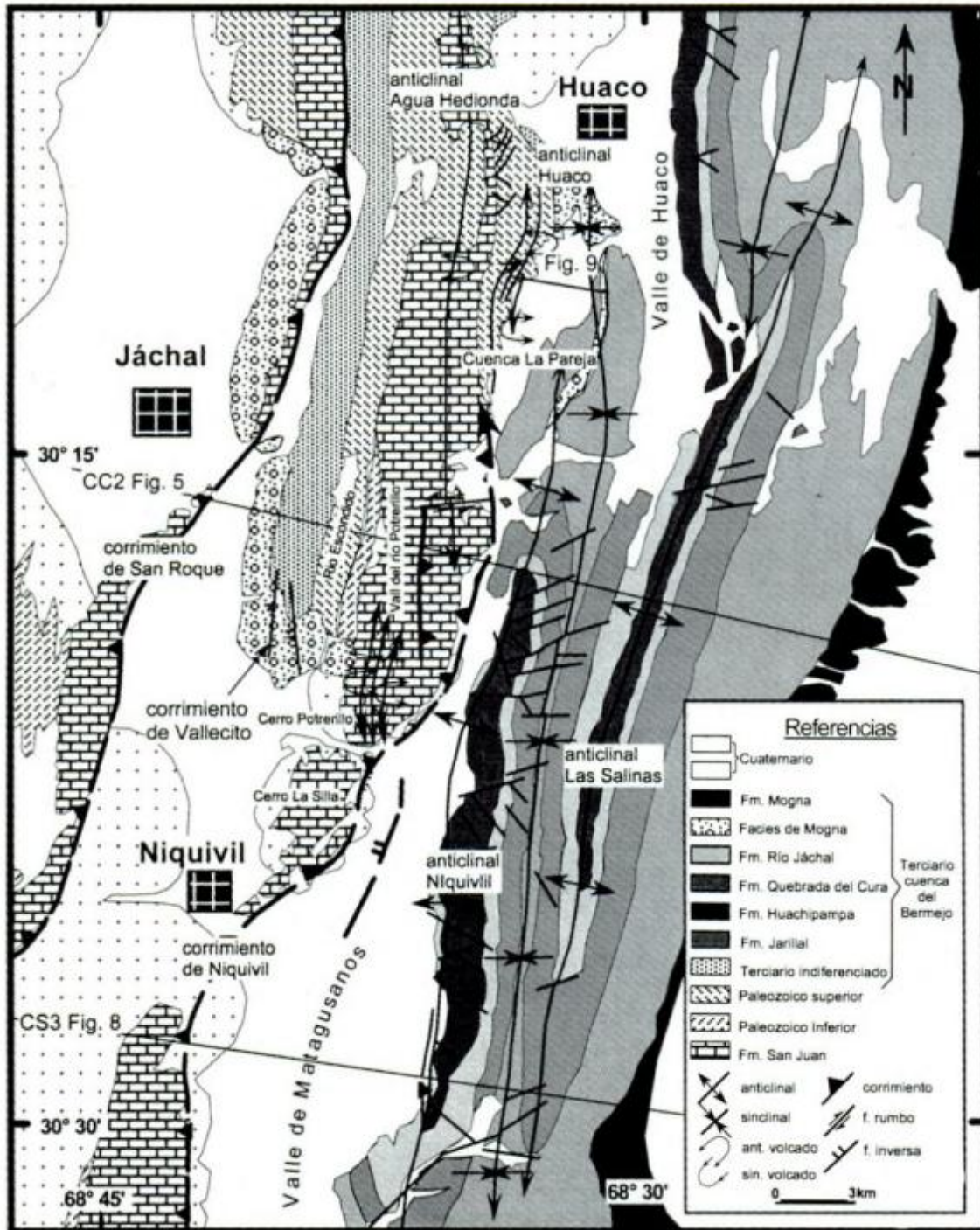


Figura 3: Mapa geológico de la Precordillera central y oriental cerca de Jáchal, Huaco y Niquivil que muestra el nombre de las estructuras y localidades utilizados en este trabajo.

Estructura de la Precordillera oriental

La estructura de la Precordillera oriental en las inmediaciones de Jáchal y Huaco se caracteriza por grandes anticlinales de vergencia oeste, asimétricos, que exponen los depósitos de edad terciaria de ~14 Ma (Johnson *et al.* 1986) acumulados en la cuenca de antepaís del Bermejo (Fig. 3). El análisis sedimentológico de estas unidades ha permitido establecer la edad del levantamiento de las estructuras de la Precordillera (Milana 1990; Damanti 1989; Jordan *et al.* 1993). Las estructuras que componen la Precordillera oriental de oeste a este (Fig. 3) son: anticlinal de Niquivil, anticlinal de Las Salinas y en el subsuelo del valle del Bermejo (Figs. 2 y 6) se encuentra el anticlinal del Bermejo (Figs. 2 y 7).

Las estructuras de la Precordillera oriental se pueden aproximar a pliegues por propagación de fallas (Suppe y Medwedeff 1990) (Figs. 5, 7 y 8), que tienen un nivel de despegue situado entre 14 y ~20 km por debajo del nivel del mar (Allmendinger *et al.* 1990; Zapata 1996). Estas estructuras están fuertemente controladas por fábricas del basamento formadas durante orogénias preandinas que afectaron la región (vonGosen 1992; von Gosen *et al.* 1995; Zapata 1996).

La deformación de la Precordillera oriental en esta latitud habría comenzado luego de los ~2.6 Ma (Jordan

et al. 1993) y continúa deformándose activamente, como se manifiesta en los hipocentros de sismos que ocurren en esta área entre 12 y ~25 km de profundidad (Smalley 1988).

Interacción entre las estructuras de la Precordillera central y oriental

El elongado valle de Matagusanos está limitado por los dos sistemas de vergencia opuesta de la Precordillera central y oriental (Figs. 2 y 3). Hacia el sur de Niquivil (Figs. 2 y 3), donde el valle es transversalmente amplio, las estructuras de la Precordillera central y oriental son activas. Evidencias de esta actividad en la Precordillera central se encuentran en estructuras relacionadas con el corrimiento de Niquivil y corrimientos ciegos por delante del mismo (Fig. 8) que cortan y pliegan depósitos aluviales cuaternarios (Jordan *et al.* 1993; Zapata y Allmendinger 1996), y se manifiesta por el encajonamiento del río Jáchal en esta área (Zapata y Allmendinger 1993). Hipocentros de sismos registrados en el área de la Precordillera oriental (Smalley 1988) muestran que este sistema de deformación es todavía activo.

Hacia el norte, el valle de Matagusanos pierde su expresión geográfica debido a la colisión de los dos sistemas de deformación. El anticlinal de Niquivil de la Precordillera oriental ha replegado y fracturado mediante una falla inversa a la lámina del corrimiento de Niquivil (Fig. 5) que aflora en el valle del río Potrerillo (Zapata y Allmendinger 1993).

Más hacia el norte, nuevamente el valle que separa los dos sistemas de vergencia opuesta, conocido en esta región como valle de Huaco, cobra expresión topográfica. En este área, el anticlinal de Huaco de la Precordillera central es replegado por otro anticlinal relacionado con la Precordillera oriental (Zapata y Allmendinger 1993).

El modelo tectónico que explica la deformación de la Precordillera se conoce como "Zona triangular de piel gruesa" (Zapata y Allmendinger 1993, 1996) (Fig. 4). En este modelo el sistema de deformación de piel gruesa controla la deformación del sistema de piel fina (en este caso la Precordillera central), situación que se conoce como "tectónica de contrafuerte" (*buttressing tectonics*, Beutner 1977). En este modelo, la proximidad de los sistemas de deformación condiciona la actividad de los mismos. De este modo, cuando los dos sistemas de deformación se encuentran separados por un valle amplio, ambos sistemas permanecen activos, como se observa al sur de Niquivil (Figs. 3 y 8). Cuando los dos sistemas se aproximan, el sistema de piel gruesa (la Precordillera oriental) repliega al sistema de piel fina (la Precordillera central).

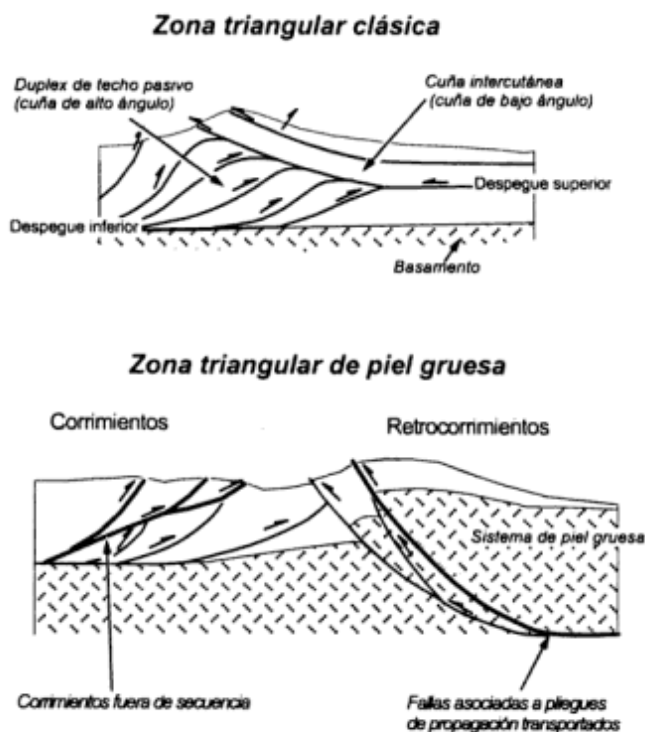


Figura 4: Modelos esquemáticos de los dos tipos de zonas triangulares encontrados en los frentes orogénicos (ver texto por referencias). La zona triangular clásica no involucra basamento en la deformación, mientras que en la zona triangular de piel gruesa el basamento es deformado por el sistema de vergencia hacia el retropaís.

Finalmente cuando ambos sistemas colisionan, el sistema de piel gruesa corta y detiene la propagación hacia el antepaís de la deformación del sistema de piel fina. La deformación dentro del sistema de piel fina migra hacia el retropaís y se expresa como corrimientos fuera de secuencia, tal como se observa en el corrimiento de Vallecito en la Precordillera central (Fig. 3).

Historia de deformación y cinemática de las estructuras de la Precordillera oriental

Las estructuras de la Precordillera oriental deforman la cuenca del Bermejo (Fig. 2), una cuenca de antepaís formada por la flexura cortical producida por el apilamiento de las estructuras andinas (Jordan *et al.* 1988). Los depósitos sinorogénicos terciarios de esta cuenca han sido datados extensivamente mediante el uso de magnetoestratigrafía y dataciones radimétricas,

con los cuales se determinaron las velocidades de acumulación de los sedimentos para diferentes intervalos de tiempo (Johnson *et al.* 1986; Milana 1990; Beer 1989; Fernández 1996). La unidad más joven de los depósitos terciarios corresponde a la Formación Mogna (Fig. 3) (Kelly 1962; Cuerda *et al.* 1984), cuya base tendría una edad cercana a los 2.6 Ma (Johnson *et al.* 1986) o 2.7 Ma (Fernández 1996) y que se encuentra por encima de la Formación Río Jáchal (Kelly 1962). Dicha formación está compuesta por conglomerados de clastos de composición volcánica en su mayoría, con una subordinada participación de clastos de calizas, areniscas y esquistos. Las facies corresponden a ambientes de abanicos aluviales que localmente se interdigitan con facies de bajadas (Milana 1990).

En algunos lugares dentro de la Precordillera oriental se observan dentro de estos depósitos discordancias locales cuya geometría estaría relacionada con estratos de crecimiento (Zapata y Allmendinger 1996) que permitirían reconstruir la cinemática de la superficie sobre la cual fueron depositados, y esta a su

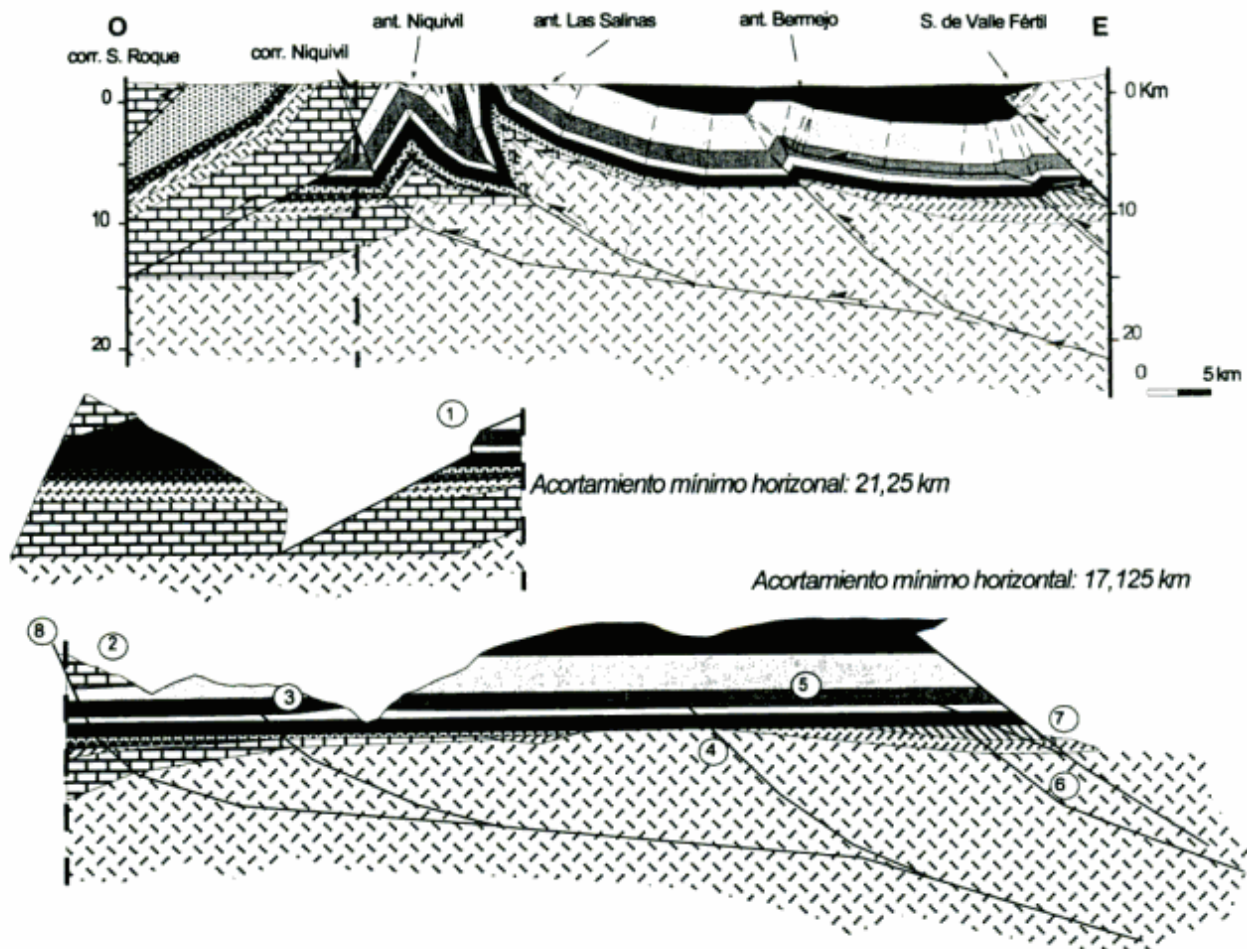


Figura 5: Sección estructural balanceada a través de parte de la Precordillera central, Precordillera oriental y sierra de Valle Fértil (véase Fig. 2 para ubicación) (modificada de Zapata y Allmendinger 1996). Las estructuras de la Precordillera central son corrimientos que despegan en las calizas de la Formación San Juan, mientras que las estructuras de la Precordillera oriental despegan de un nivel más profundo en el basamento. Nótese el paleorelieve pre-terciario en la reconstrucción palinspástica por debajo de la Precordillera oriental.

vez relacionarla con la cinemática de la estructura en cuestión (Zapata 1996). En esta sección analizaremos el inicio y la cinemática de la deformación de los anticlinales de Niquivil, Las Salinas y Bermejo de la Precordillera oriental.

Anticlinal de Niquivil (Fig. 3)

En la terminación norte de este anticlinal, facies similares a las de la Formación Mogna se sobrepone en discordancia sobre la Formación Río Jáchal (Braccini 1946). El segmento de la línea sísmica 5303/16 (Figs. 3 y 9) que cruza el valle de Huaco (valle del río La Pareja) (Fig. 3), muestra una cuenca intermontana denominada Cuenca La Pareja (Zapata 1996). La cuenca intermontana de La Pareja se habría formado durante el levantamiento del anticlinal de Agua Hedionda (Fig. 3) que habría ocurrido ~5 Ma (Jordan *et al.* 1993; Zapata 1996). El espesor de las facies similares a las de la Formación Mogna de la cuenca intermontana La Pareja es aproximadamente 1450 m sin decompactación, calculado mediante el uso de intervalos de velocidad obtenidos de las velocidades de apilamiento de la línea 5303/16. Por lo tanto la velocidad mínima promedio de acumulación es del orden de 0.3 mm/año, que está dentro del mismo orden de magnitud que la velocidad promedio de acumulación de las formaciones Río Jáchal y Mogna de 0.58 mm/año (Johnson *et al.* 1986). Los primeros 600 m seg., que corresponden a 810 m de espesor, de estas facies se acuan hacia el este (Fig. 9), hacia el limbo frontal del anticlinal de Niquivil, mostrando una geometría similar a una cuña de acumulación (Fig. 1). La geometría interna de los reflectores muestra también un truncamiento que separa dos secuencias depositacionales (Fig. 9). Esta geometría sugiere que el limbo frontal de este anticlinal experimentó una rotación progresiva durante su formación. Si utilizamos la velocidad de acumulación promedio de 0.3 mm/año, el anticlinal de Niquivil habría comenzado a formarse alrededor de los 2.7 Ma.

Anticlinal de Las Salinas (Fig. 3).

El anticlinal de Las Salinas ha sido interpretado como un pliegue por propagación de falla (Zapata y Allmendinger 1996) (Fig. 5), debido a que la falla al que está asociado es visible en perfiles sísmicos (Fig. 7) pero no aflora en superficie (Fig. 3). En la parte superior del segmento de la línea 16063 (Fig. 7) que cruza el flanco posterior o dorsal de esta estructura (Fig. 7) se observa un *onlap* de los reflectores sobre un reflector cercano a la base de la Formación Mogna. Esta geometría es bastante similar a la de un triángulo de crecimiento que se observa en el flanco dorsal de

pliegues por propagación de falla de ejes fijos o de espesores constantes para el caso en el que la tasa de sedimentación es inferior a la de ascenso vertical del mismo (Suppe y Medwedeff 1990) (Fig. 10). Por lo tanto el anticlinal de Las Salinas habría comenzado a crecer en un tiempo por encima de la base de la Formación Mogna, es decir después de los 2.7 Ma.

Cuando se examina en detalle la geometría interna de los estratos de crecimiento (Fig. 10), se observa que el triángulo de crecimiento estaría a su vez plegado por una superficie axial activa. Más aún, en la parte superior de los reflectores inclinados de los estratos de crecimiento se observa una pequeña cuña horizontal que hace *onlap* sobre los anteriores (Fig. 10c). Esta geometría sugeriría al menos dos estados de deformación para el anticlinal de Las Salinas. Una posible interpretación de esta estructura se puede hacer utilizando un modelo de pliegue por propagación de falla de espesor constante de múltiple ángulo de corte (*multiple step-up fault-propagation fold*, Zapata 1996). En este modelo (Fig. 10), la falla se propaga inicialmente con un ángulo de corte θ_1 (Fig. 10a) al tiempo que se depositan sedimentos que darán origen

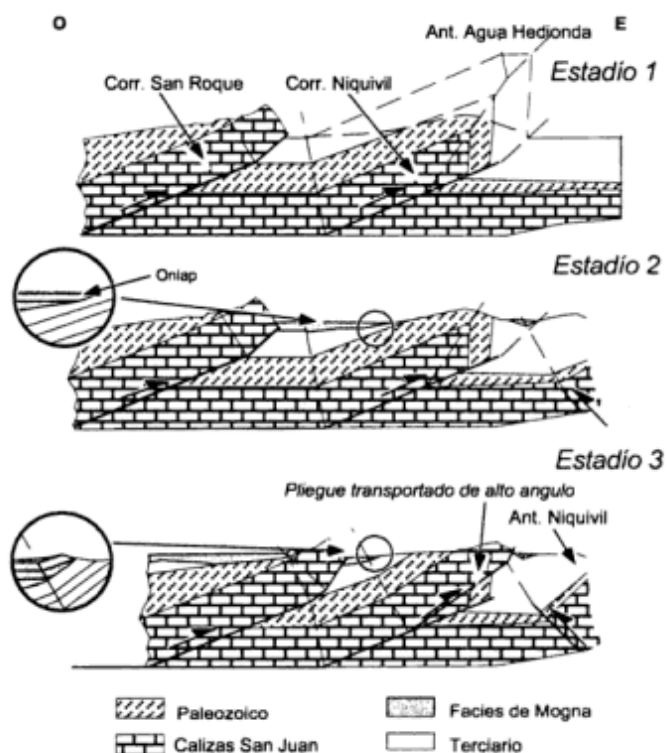


Figura 6: Estadios de deformación de la lámina de corrimiento de Niquivil interpretado a partir de la geometría de los estratos de crecimiento (véase texto por explicaciones). La estructura ha sido originada como un pliegue por propagación de falla que genera el anticlinal de Agua Hedionda. Luego de un período de quietud probablemente debido a la interacción con la Precordillera oriental (Estadio 2) y en el cual se depositan en relación de *onlap* los sedimentos terciarios; la estructura se reactiva como un pliegue transportado de alto ángulo, rotando los depósitos terciarios hasta llegar a su posición actual (Estadio 3).

al triángulo de crecimiento. Luego de esto, se habría producido un período de quietud en el cual se habrían depositado los sedimentos de la pequeña cuña de *onlap* por encima de los estratos de crecimiento previamente depositados (Fig. 10b) y que para este instante son considerados como "pre-crecimiento" (Fig. 10b). Seguidamente se genera otra falla con un ángulo de corte mayor θ_2 (Fig. 10b). El desplazamiento es transferido desde la primera falla hasta la segunda en forma instantánea, y pasa a ser constante a lo largo del plano de la primera falla. De esta manera la superficie axial activa que pliega al triángulo de crecimiento estará relacionada con la propagación de la segunda falla. En el modelo presentado, la geometría del limbo frontal es una aproximación ya que asume la superficie axial relacionada con la terminación de la falla inicial θ_1 (Fig. 10a) como activa durante la propagación de la segunda falla θ_2 (Fig. 10b). Sin embargo, esta premisa ha sido aceptada y utilizada en otros modelos geométricos de pliegues asociados a fallas (Spang *et al.* 1995).

Debido a que los estratos de crecimiento que corresponden a la Formación Mogna están expuestos (Figs. 3 y 7), la velocidad de levantamiento de dicha estructura debe ser mayor que la velocidad de acumulación de estos depósitos, es decir, mayor de 0.58 mm/año. El desplazamiento horizontal de esta

estructura, calculado de la sección estructural balanceada (Fig. 5), es de ~4 km a lo largo de la rampa de 15°, y 1.75 km a lo largo de la rampa de 25° (Fig. 5). La componente vertical de este levantamiento es 2.8 km, incluyendo la componente extra de cizalla angular positiva de 30° que se necesita para balancear esta estructura (Zapata y Allmendinger 1996). Por lo tanto, la velocidad de levantamiento promedio de esta estructura es ~1.08 mm/año, resultado esperado para esta situación.

Anticlinal del Bermejo

El anticlinal del Bermejo se encuentra cubierto por los depósitos cuaternarios y de la Formación Mogna. Para establecer la geometría precisa de esta estructura, el segmento de la línea 9050, que cruza este anticlinal en dirección perpendicular al eje, fue migrado y convertido en profundidad, utilizándose velocidades de pozo y de apilamiento (Fig. 11). En esta línea (Fig. 11) se observa que el anticlinal del Bermejo es asimétrico, de vergencia occidental, cuyo flanco frontal inclina ~35° hacia el oeste y el flanco dorsal inclina entre 10° y 23° hacia el este. Esta estructura ha sido descrita como un pliegue por propagación de falla (Figs. 5 y 7) cuyo nivel de despegue se encuentra a unos 4000 m de profundidad sobre facies lagunares de la

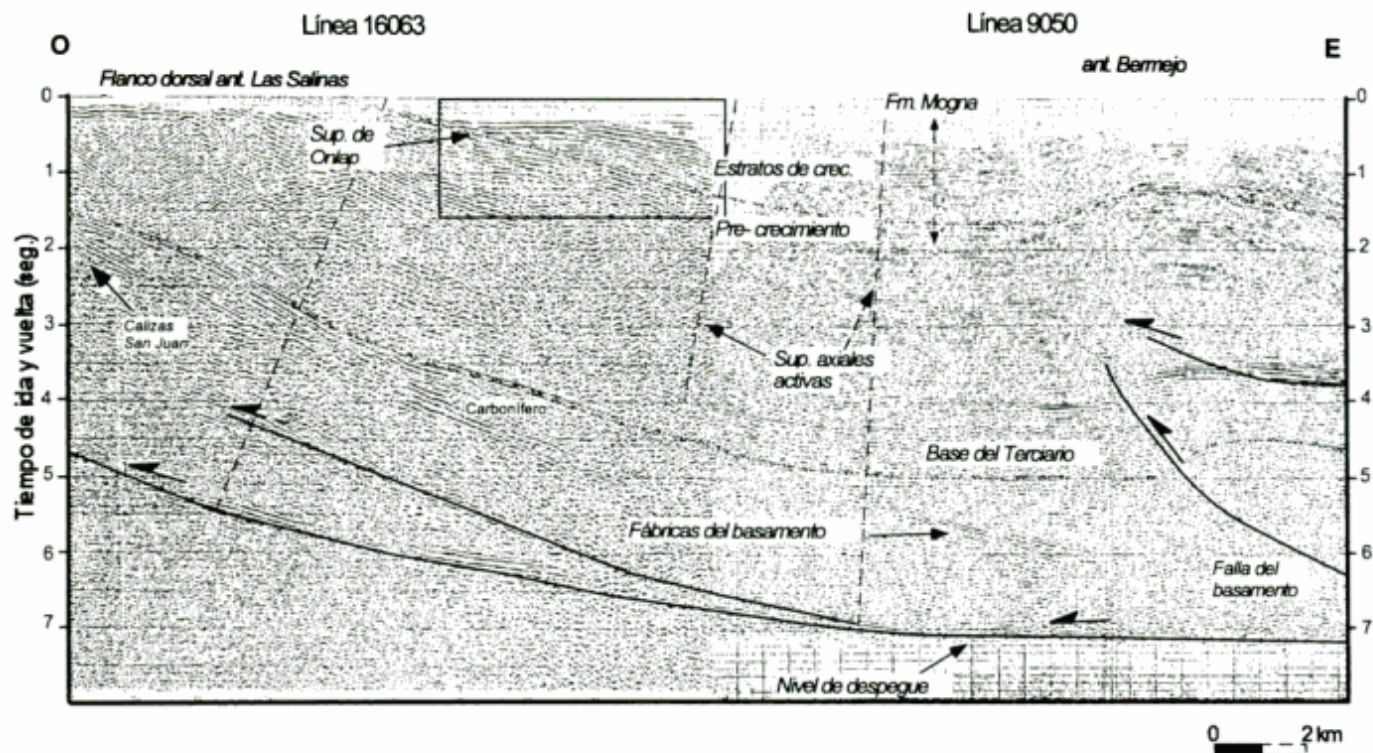


Figura 7: Segmentos de las líneas sísmicas de YPF S.A. 16063 y 9050 que cruzan el flanco dorsal del anticlinal de Las Salinas y el valle del Bermejo, a lo largo del corte estructural CC2 (véase Fig. 2 para ubicación). El rectángulo indica el segmento ampliado en la Figura 10. Nótese como los estratos de crecimiento de la Formación Mogna se encuentran en relación de *onlap* sobre el flanco dorsal del anticlinal de Las Salinas. Nótese también las dos fallas relacionadas con la formación del anticlinal del Bermejo, una falla subhorizontal que despega en niveles evaporíticos de la Fm. Río Jáchal y otra profunda, de alto ángulo que afecta al basamento.

Formación Río Jáchal. Por debajo del anticlinal se encuentra otra falla profunda que afecta al basamento y que contribuye con una componente adicional de desplazamiento vertical de esta estructura (Fig. 7) (Zapata 1996).

Los primeros 1500 m de sedimentos se pueden considerar como estratos de crecimiento para esta estructura, caracterizados por un adelgazamiento continuo de las unidades hacia la cresta en el flanco dorsal (Fig. 11) y por un triángulo de crecimiento en el flanco frontal claramente visible en la sección sísmica (Figs. 11 y 12). Este es el primer ejemplo de un triángulo de crecimiento registrado en el flanco frontal de un pliegue por propagación de falla en una línea sísmica. En general, triángulos de crecimiento en flancos frontales de pliegues por propagación de fallas no se pueden resolver en líneas sísmicas debido a que éstos son generalmente verticales o volcados (Suppe *et al.* 1992).

Cuando se interpreta la geometría del triángulo de crecimiento (Fig. 12), se observa que la superficie axial frontal es exactamente la bisectriz del ángulo de la

inclinación del limbo frontal. Este hecho indica que el modelo que se ajusta más a la realidad es el de pliegue por propagación de falla de espesor constante (Suppe y Medwedeff 1990), en el cual la superficie axial frontal es siempre la bisectriz de la inclinación (Fig. 13), en oposición a la teoría de eje fijo, en la cual la superficie axial frontal no es la bisectriz de la inclinación, excepto para el caso en que el ángulo de corte de la falla es de 29° (Suppe y Medwedeff 1990) en el cual ambas teorías son similares.

Las superficies de crecimiento en un triángulo de crecimiento se juntan en el punto en el cual las dos superficies axiales activas estuvieron inicialmente antes que empezaran a migrar (Fig. 1) (Suppe *et al.* 1992). A este punto lo llamamos "punto inicial" (Fig. 1). Por lo tanto para determinar la geometría de los triángulos de crecimiento se debe seguir en todo momento la ubicación del punto inicial. En el caso del limbo dorsal de un pliegue por propagación de falla, sea de espesores constantes o de eje fijo, el punto inicial se determina en el lugar donde la superficie axial del anticlinal intersecta la falla (Fig. 13). A partir de allí se

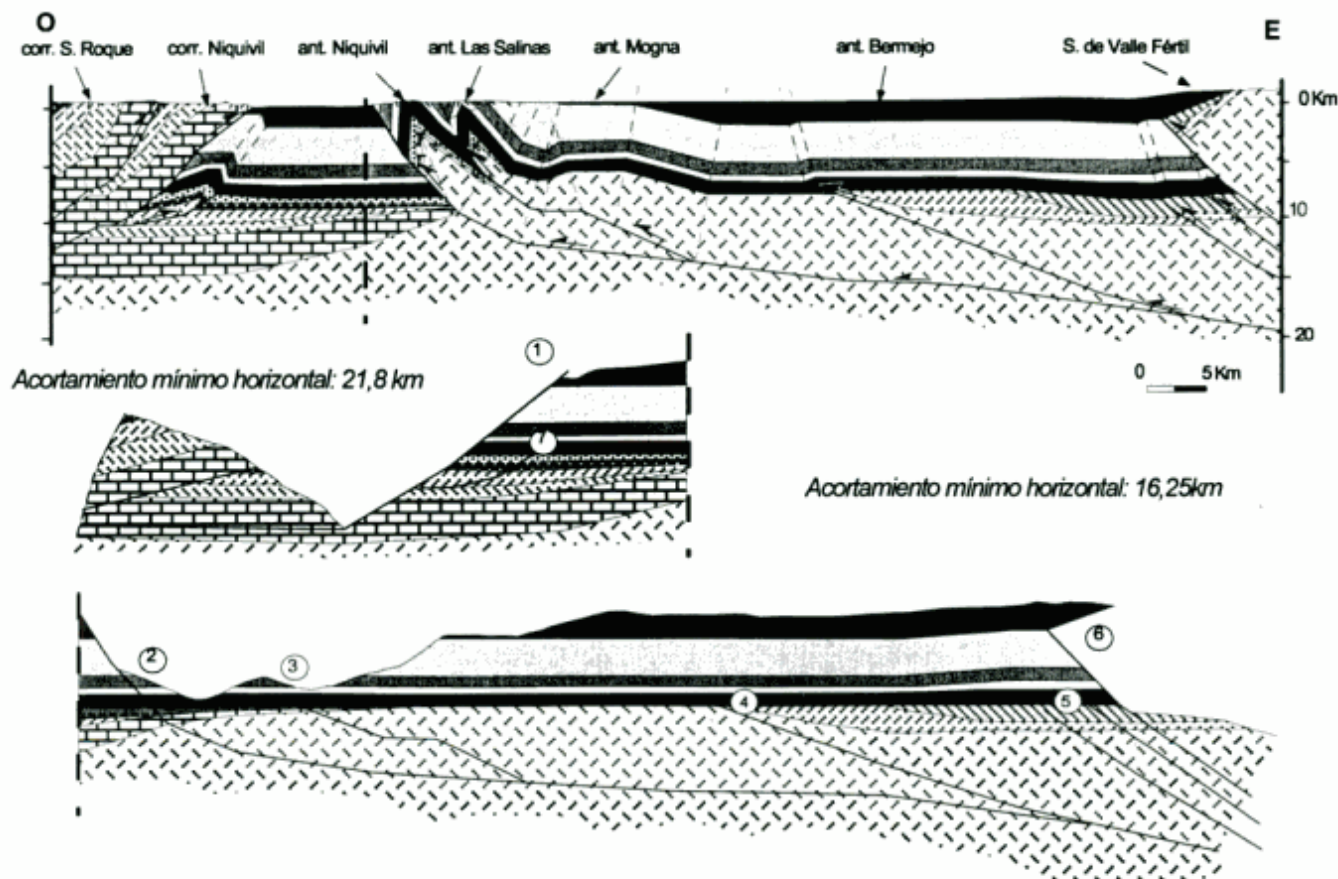


Figura 8: Sección estructural balanceada a través de parte de la Precordillera central, Precordillera oriental y sierra de Valle Fértil (ver Fig. 2 para ubicación) (modificada de Zapata y Allmendinger 1996). Las estructuras de la Precordillera central son corrimientos que despegan en las calizas de la Formación San Juan, mientras que las estructuras de la Precordillera oriental despegan de un nivel más profundo en el basamento. En este sector, los dos sistemas de vergencia opuesta se hallan transversalmente separados por el valle de Matagusanos (ver Fig. 3 para ubicación) y ambos son activos. Nótese el corrimiento ciego por delante del corrimiento de Niquivil de la Precordillera central.

traza un eje paralelo al eje B (Fig. 10) hasta el techo del último estrato de crecimiento (Fig. 13). Para determinar este punto inicial en el limbo frontal, la situación es un poco más compleja. En el caso de los pliegues por propagación de falla de eje fijo es más sencillo ya que solamente se espera encontrar un sólo triángulo de crecimiento en este limbo, debido a que la superficie axial A es fija con respecto a los estratos, es decir, el material no rota a través de ella (Suppe *et al.* 1992). En la teoría de espesores constantes, el punto inicial no es sencillo de ubicar. Para esto introducimos en este trabajo el concepto de "Longitud inicial de la cresta" (Zapata 1996) (Fig. 13), que es la longitud de la cresta del anticlinal en el momento en que se comienza a propagar la falla (Fig. 13), medida entre las superficies axiales A y B (Fig. 13) que se hallan en los puntos iniciales. Esta distancia permanece constante y conecta los puntos iniciales en cualquier estadio de propagación de la falla (Fig. 13). Esta relación es

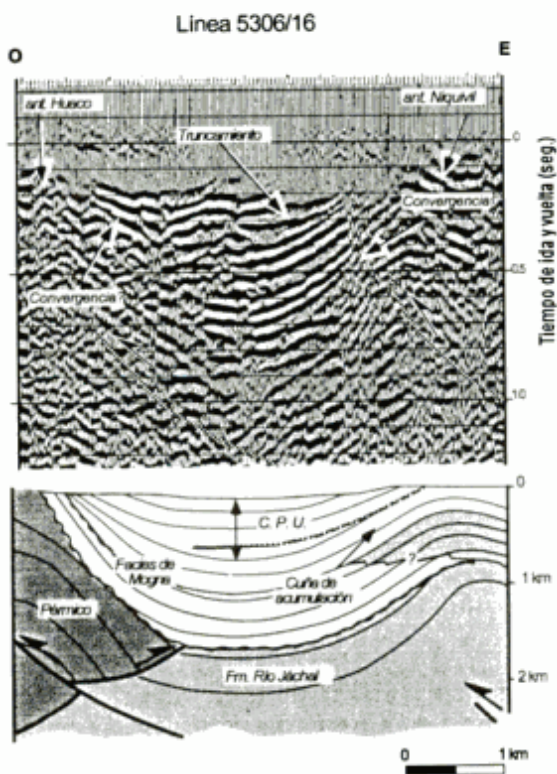


Figura 9: Segmento de la línea de YPF S. A. 5303/16 que cruza el valle de Huaco a la altura del río La Pareja (véase Fig. 3 para ubicación) (reproducida con permiso de la AAPG). Los reflectores superiores muestran la geometría de la cuenca intermontana de La Pareja, limitada por las estructuras de la Precordillera central al oeste y Precordillera oriental al este. El diagrama inferior muestra la interpretación de esta línea. Nótese como los estratos de las facies similares a las de la Fm. Mogna convergen hacia el flanco frontal del anticlinal de Niquivil de la Precordillera oriental, hacia el este. Esta geometría es similar a la de una cuña de acumulación, asociada a la rotación progresiva del flanco frontal del anticlinal de Niquivil.

también válida para el caso de pliegues por propagación de falla con cizalla angular externa positiva o negativa (Fig. 13) (Mosar y Suppe 1992).

La teoría de pliegues de propagación de fallas de espesores constantes (Suppe y Medwedeff 1990) predice un limbo frontal volcado o vertical para ángulos de flanco dorsal menores de 29°, asumiendo por supuesto que la falla se propaga desde un nivel de despegue horizontal. El limbo frontal del anticlinal del Bermejo no es vertical ni volcado, y por lo tanto la teoría de pliegues por propagación de falla de espesores constante no podría aplicarse en esta situación. Sin embargo, si se aplica una componente de cizalla angular negativa constante en los estratos cercanos al nivel de despegue, el ángulo de inclinación del limbo frontal decrece considerablemente (Mosar y Suppe 1992) (Fig. 13), y por lo tanto es posible modelar limbos

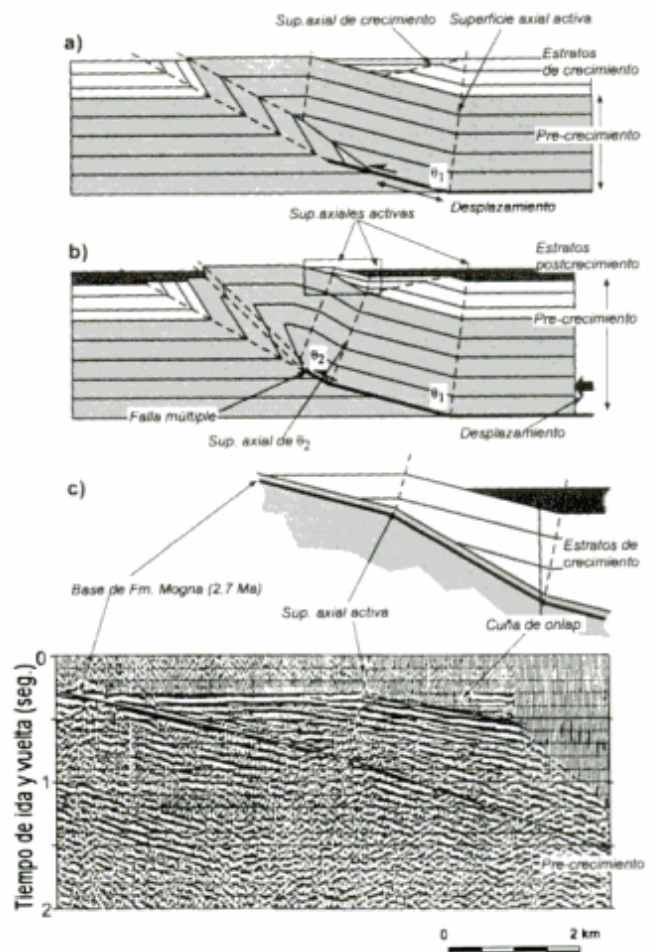


Figura 10: Evolución del anticlinal de Las Salinas sobre la base de la interpretación de la geometría de los estratos de crecimiento de la Fm. Mogna. El anticlinal experimentó al menos dos episodios de deformación, documentado por la rotación de los estratos de crecimiento a través de una superficie axial activa. El modelo utilizado es discutido en el texto. El segmento de la línea sísmica corresponde al rectángulo mostrado en la Figura 7.

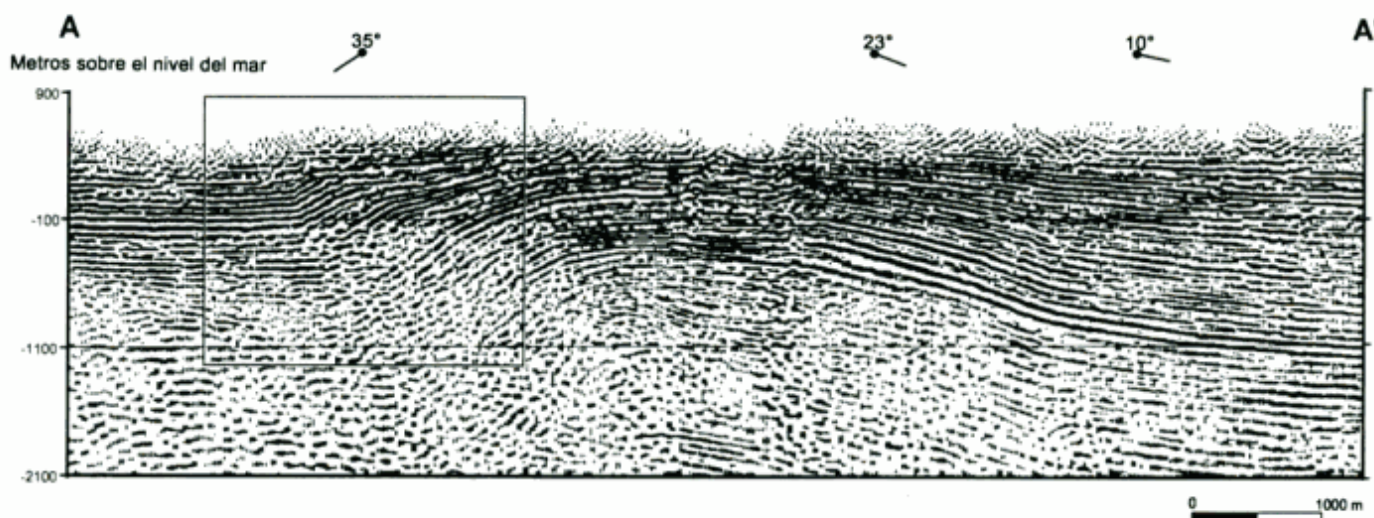


Figura 11: Perfil sísmico migrado y convertido en profundidad que muestra la geometría de las capas superiores del anticlinal del Bermejo (véase Fig. 2 para ubicación), que se encuentra debajo del valle del Bermejo (Fig. 2). Los últimos 1600 m de secuencia corresponden a la Fm. Mogna y al Cuaternario. Estas capas son consideradas estratos de crecimiento para el anticlinal del Bermejo, documentado por el triángulo de crecimiento (registrado por primera vez en un flanco frontal en una línea sísmica) en su flanco frontal y por convergencia de estas unidades desde el flanco dorsal hacia la cresta. Los números en la parte superior indican los dominios de inclinación de las capas superiores. El rectángulo marca el segmento que incluye la Figura 12.

frontales poco inclinados con limbos dorsales de bajo ángulo utilizando dicha teoría.

Cuando se examina de cerca la geometría del triángulo de crecimiento del limbo frontal del anticlinal de Bermejo (Fig. 14), se pueden observar por lo menos tres secuencias depositacionales dentro de los estratos de crecimiento A, B y C. Los reflectores de la secuencia C son truncados por la secuencia B, generando una discordancia. La configuración interna de estos reflectores muestra a su vez convergencia, lo cual documenta un cambio continuo de espesor. Esta geometría es semejante a la de una cuña de acumulación (Fig. 1) asociado a rotaciones progresivas (Riba 1976). Esta geometría sugiere una componente adicional de rotación progresiva del limbo frontal del anticlinal del Bermejo que sucedió simultáneamente con la componente de rotación instantánea documentada por el triángulo de crecimiento. Esta componente de rotación progresiva adicional es atribuida al levantamiento vertical generado por la falla profunda del basamento que se encuentra por debajo del anticlinal del Bermejo (Figs. 5 y 7) (Zapata 1996). Las secuencias B y A marcan simplemente un cambio relativo en la velocidad de levantamiento de la estructura respecto de la velocidad de sedimentación, que se traduce en un cambio en la pendiente de la superficie de crecimiento (Fig. 12).

Utilizando la información descrita anteriormente se puede generar un modelo para explicar la cinemática del anticlinal del Bermejo. En primer lugar asumimos en este análisis una velocidad de acumulación de sedimentos promedio de 0.58 mm/año (Johnson *et al.* 1986) mínima y 0.69 mm/año máxima obtenida a partir del cálculo de la acumulación de ~1800 m de

sedimentos de la Formación Mogna en los últimos 2.7

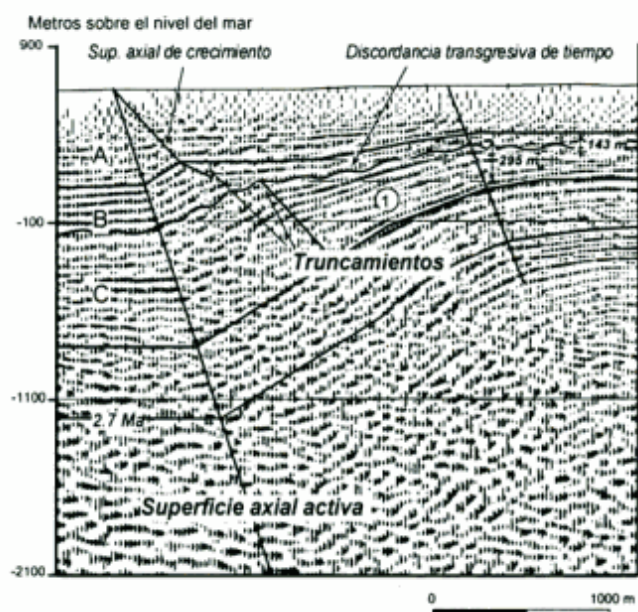


Figura 12: Detalle del flanco frontal del anticlinal del Bermejo de la Fig. 11. Se interpretan tres secuencias depositacionales A, B, y C. La secuencia depositacional C está separada de la secuencia B por truncamientos que definen una discordancia transgresiva de tiempo que indica exposición de los estratos de crecimiento, probablemente debido a un aumento en la velocidad de levantamiento de la estructura. Las secuencias A y B están separadas por un cambio de pendiente en la superficie axial de crecimiento, la cual indica una disminución de la velocidad relativa de levantamiento. Los números indican la componente de levantamiento vertical diferencial que rota los estratos de crecimiento, debido al levantamiento asociado con la falla profunda. Nótese también como la superficie axial de crecimiento es cortada por la discordancia transgresiva de tiempo.

Ma. Utilizando estos valores como límites máximo y mínimo podemos entonces modelar el anticlinal del Bermejo (Fig. 14) como un simple pliegue por propagación de falla de espesores constantes. El desplazamiento horizontal de la falla a lo largo del nivel de despegue se calcula a partir del tamaño del limbo frontal del anticlinal en los diferentes estadios de la deformación (Fig. 14):

Estadio 0: Entre 1.93 y 2.04 Ma el anticlinal del Bermejo comenzó a crecer.

Estadio 1: En el período que va desde 1.93 - 2.04 Ma hasta 0.88 - 1.15 Ma se registró un desplazamiento de 0.75 km a lo largo de la falla, durante la depositación de la secuencia C. En este período la falla profunda de basamento generó al menos 72 m de relieve vertical (Zapata 1996) (Fig. 14).

Estadio 2: Luego del intervalo anterior, el anticlinal del Bermejo experimentó un crecimiento acelerado asociado con un desplazamiento horizontal a lo largo del plano de falla de 0.5 km y al menos 152 m de desplazamiento vertical generado por la falla de basamento profunda (Zapata 1996). Los sedimentos depositados previamente dentro de la secuencia

deposicional C fueron expuestos y parcialmente erodados, generándose una "discordancia transgresiva de tiempo" (*time transgressive unconformity*, Suppe y Medwedeff 1990). Este incremento en la velocidad de levantamiento estaría relacionado al levantamiento de la falla de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 2), la cual ya era activa para esta época (Zapata 1996).

Estadio 3: La velocidad absoluta de crecimiento aumenta ($\geq 0.43\text{mm/año}$) y es representada por la secuencia deposicional B, para luego disminuir relativamente durante la depositación de la secuencia A. El desplazamiento horizontal acumulado es de ~ 2.8 km, y la componente de levantamiento vertical máximo debido a la falla de basamento profunda es de 143 m (Zapata 1996).

Debido a que los niveles cercanos a la base de la Formación Mogna no forman parte de los estratos de crecimiento para el anticlinal del Bermejo y sí lo es para el anticlinal de Las Salinas, este último habría sido una estructura activa cuando comenzó a levantarse el anticlinal del Bermejo. Este a su vez comenzó a formarse al mismo tiempo o luego del anticlinal de Niquivil a los ~ 2.7 Ma (edad mínima). Por

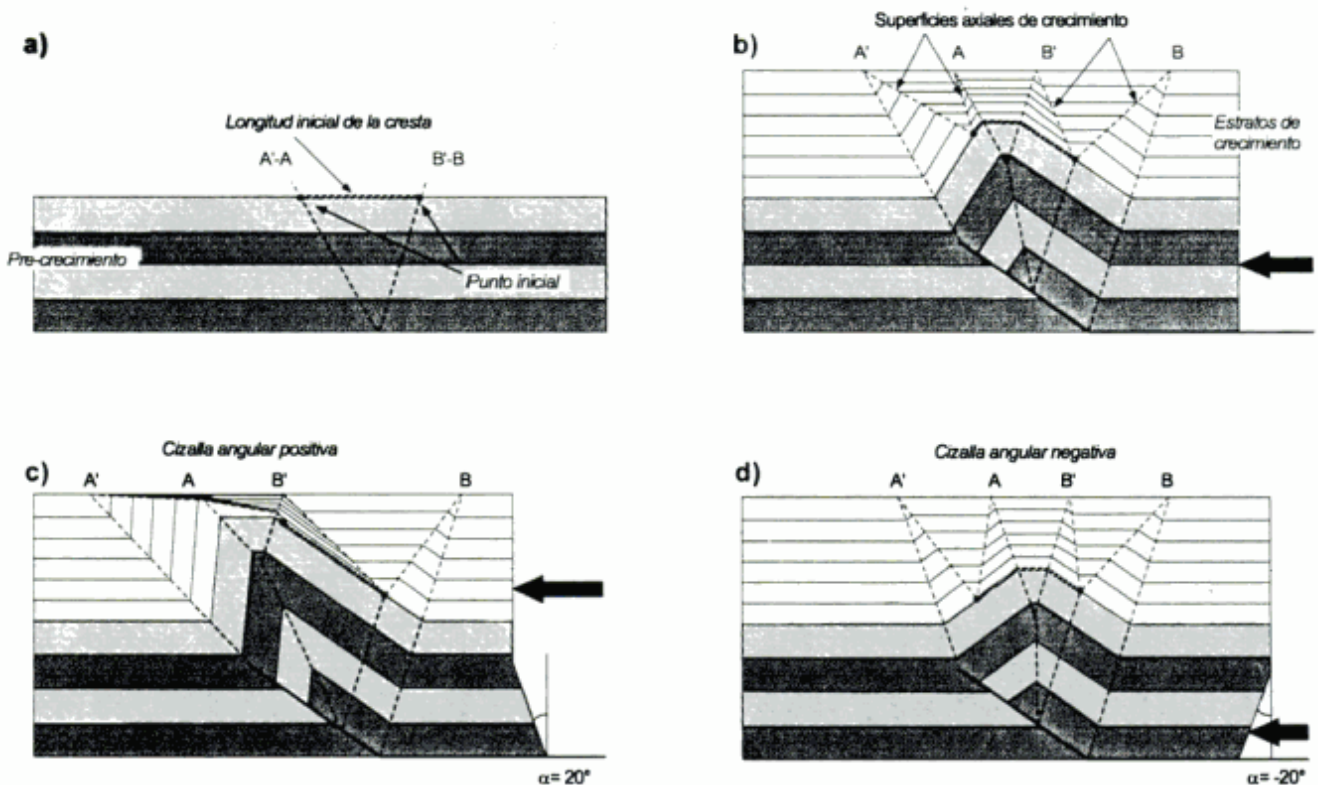


Figura 13: Pliegues por propagación de falla de espesores constantes y estratos de crecimiento asociados, asumiendo velocidades de levantamiento y depositación constantes, para un ángulo de rampa (ángulo de corte θ), es de 35° . A) Estado inicial. Las superficies axiales A-A', y B-B' se hallan en el "punto inicial" antes de comenzar a migrar. La distancia entre los dos puntos iniciales definen la "longitud inicial de la cresta". Esta es la máxima longitud posible de la cresta en los estratos pre-crecimiento, y sirve para localizar en todo momento la ubicación de las superficies axiales de crecimiento. B) Estratos de crecimiento para el caso sin cizalla angular. C) Estratos de crecimiento para el caso de cizalla angular positiva $\alpha = 20^\circ$. Nótese como los triángulos de crecimiento han sido desplazados hacia el flanco dorsal, al mismo tiempo que aumenta la inclinación del flanco frontal. D) En el caso de cizalla angular negativa $\alpha = -20^\circ$, la inclinación del limbo frontal disminuye al mismo tiempo que los triángulos de crecimiento son desplazados hacia el flanco frontal.

lo tanto la secuencia de deformación de la Precordillera oriental corresponde a una *break-back sequence* (Morley 1986), en la cual la secuencia de deformación es contraria a la vergencia y dirección de propagación de las estructuras.

El modelo presentado se adecúa bastante a la geometría del limbo frontal del anticlinal del Bermejo que se ve en la línea sísmica (Fig. 12), en la cual se observa esencialmente un sólo triángulo de crecimiento en el cual la superficie axial de crecimiento se halla dividida en dos segmentos separados por una discordancia que divide las secuencias depositacionales C y B (Fig. 12). Sin embargo la geometría del flanco posterior (flanco este) no es similar a la predicha por el modelo. La sección sísmica muestra un continuo afinamiento de los estratos de crecimiento desde el flanco posterior hacia la cresta del anticlinal, manifestada por la convergencia de los reflectores (Fig. 11), mientras que el modelo muestra triángulos de crecimiento. Esta disconformidad se debe a que el modelo utilizado contempla solamente un sólo ángulo de rampa de la falla a partir de un nivel de despegue horizontal. La situación real, sin embargo, sería de una falla lítrica o al menos con un cambio en su inclinación, como se observa en el aumento de la inclinación en las retroinclinaciones del anticlinal del Bermejo de 10° a 23° (Fig. 11). Si la falla fuera lítrica, se esperaría encontrar en los estratos de crecimiento una geometría de cuña de acumulación (Figs. 1 y 16) ya que el desplazamiento a lo largo de esta falla produciría una rotación progresiva de este flanco. En el caso de dos ángulos de falla múltiples, como el modelo descrito anteriormente para el anticlinal de las Salinas (Fig. 10), se esperaría encontrar dos triángulos de crecimiento superpuestos (Fig. 16) que en su conjunto generarían una geometría que se aproximaría a la de una cuña de acumulación (Fig. 1) pero con intervalos discretos dado por las secuencias depositacionales relacionadas con la variación de velocidad de ascenso vertical, si asumimos una velocidad de desplazamiento constante. La diferencia entre ambos casos es muy sutil y no será resuelta en perfiles sísmicos, al menos con las frecuencias que se utilizan normalmente. Hasta el presente, no existen modelos geométrico-cinmáticos que contemplen pliegues de propagación de fallas lítricas con flancos frontales de rotación instantánea, o múltiples ángulos de rampa. Por lo tanto el modelo utilizado debe ser tomado como una aproximación, como fue discutido anteriormente en el caso del anticlinal de Las Salinas.

La sierra de Valle Fértil

La falla principal relacionada con el levantamiento de la sierra de Valle Fértil a los 30° de latitud sur se

encuentra cubierta por depósitos cuaternarios (Fig. 2). Dicha falla sería lítrica y profunda, y habría producido un rechazo vertical de al menos 10 km (Jordan y Allmendinger 1986). El levantamiento de la sierra de Valle Fértil habría producido la cizalla angular negativa junto con el incremento de la velocidad de levantamiento del anticlinal del Bermejo (Zapata 1996).

El segmento de la línea 9051 (Fig. 17) cruza los abanicos aluviales que cubren la falla de la sierra de Valle Fértil, en el tramo oriental de la sección estructural de la Fig. 8 (véase Fig. 2 para ubicación). Los reflectores más altos de la sección sísmica

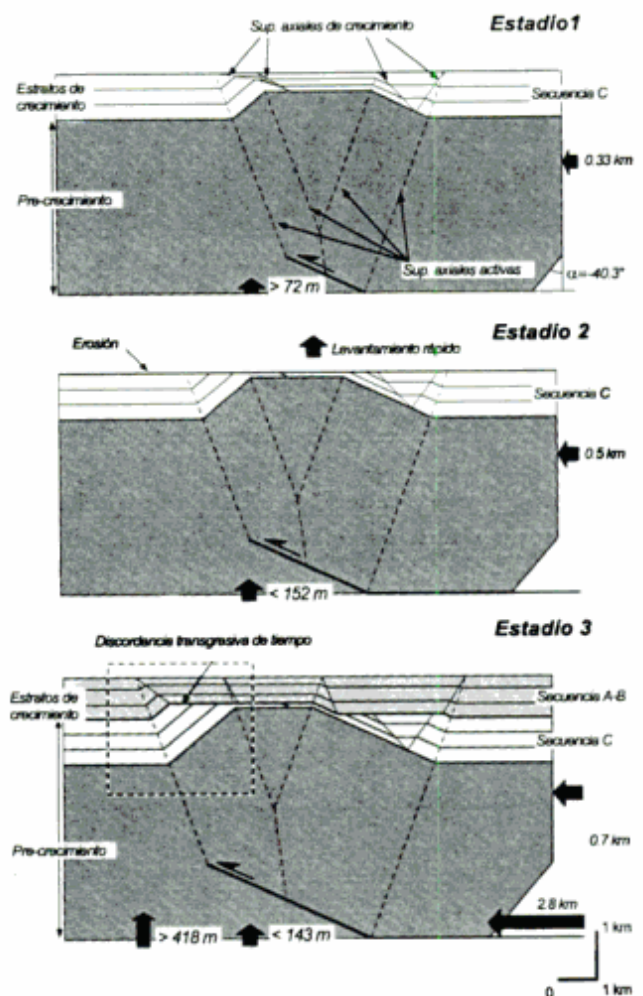


Figura 14: Modelo de la evolución temporal del anticlinal del Bermejo (ver explicación en el texto) interpretada a partir de la geometría de los estratos de crecimiento. La estructura evolucionó en tres estadios, el primero de velocidad de ascenso moderada, el segundo de alta velocidad, que expone los estratos de crecimiento depositados anteriormente, generando una discordancia transgresiva de tiempo, y el tercero nuevamente de moderada velocidad de ascenso. Los valores indican los desplazamientos horizontales y verticales relacionados con la falla subhorizontal y la falla profunda (no contemplada en el modelo). El rectángulo en el Estadio 3 es el área cubierta por la Fig. 12.

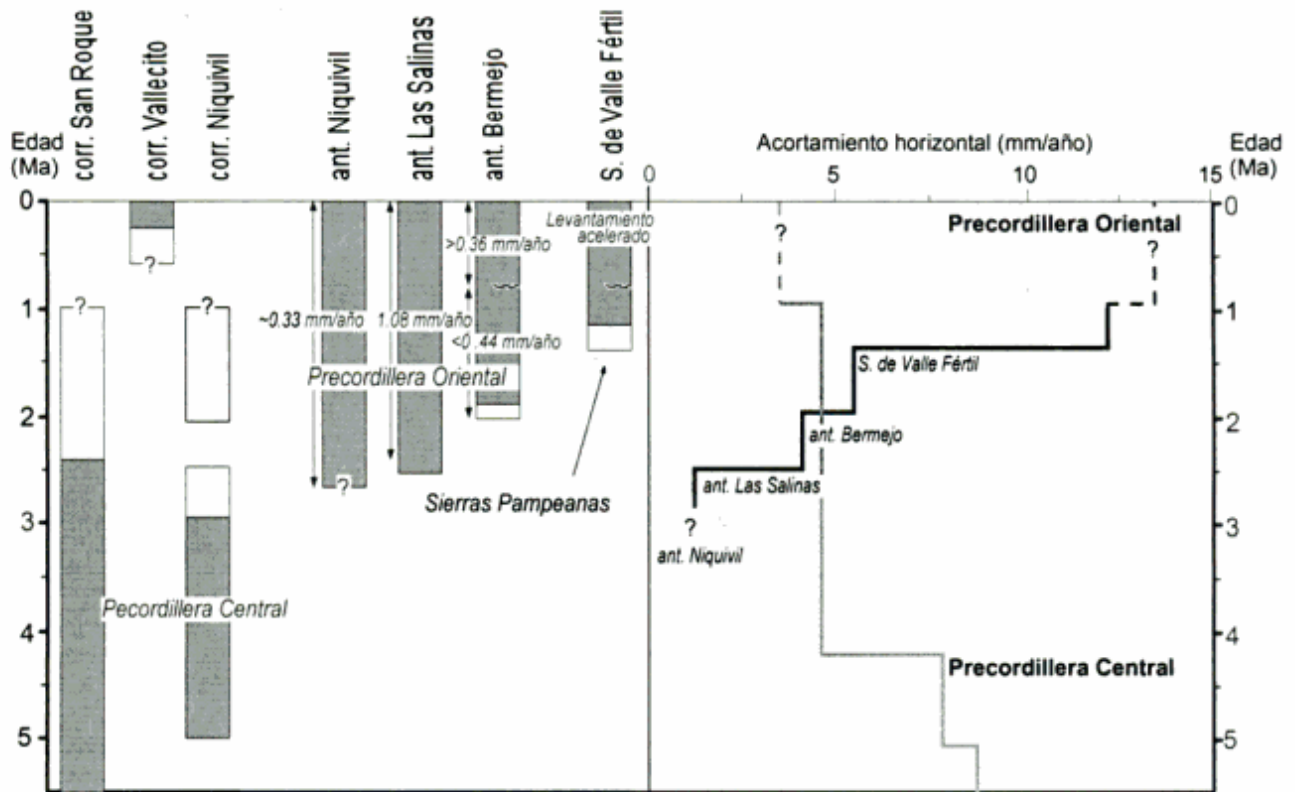
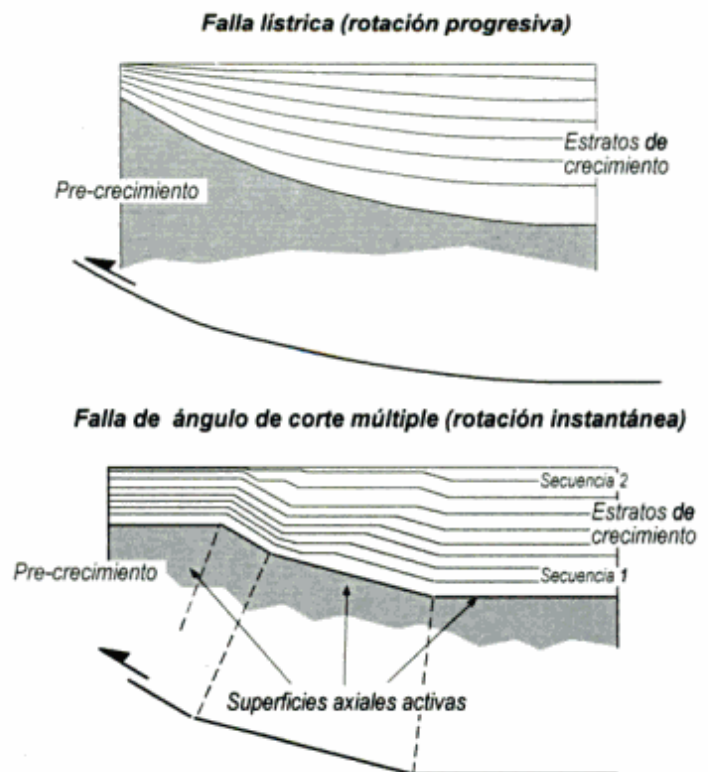


Figura 15: Historia de la deformación de las estructuras externas de la Precordillera central, Precordillera oriental y sierra de Valle Fértil (modificado de Zapata 1996). El eje vertical representa el tiempo en millones de años. Los tonos grises claros indican incertidumbre, los tonos grises oscuros indican certeza. Los valores en mm/año indican las velocidades relativas promedio de ascenso. La sección de la derecha indica los valores de velocidades acumuladas promedio del acortamiento horizontal de la Precordillera central y oriental. Nótese como el acortamiento es transferido a las estructuras de las Precordillera oriental a medida que éstas comienzan a formarse.

muestran una geometría similar a una cuña de acumulación (Fig. 1), caracterizada por convergencia y truncamientos que definen tres secuencias depositacionales 1, 2 y 3 (Fig. 17). Esta geometría sugiere que el flanco frontal de la estructura ha experimentado una rotación progresiva durante su formación.

La base de la Formación Mogna, representada por el reflector de 2.7 Ma (Fig. 17), se encuentra plegada. Evidencias de adelgazamiento se encuentran recién en la secuencia 3, por encima del reflector de 2.7 Ma (Fig. 17). Por lo tanto, la sierra de Valle Fértil habría comenzado a levantarse luego de 2.7 Ma. Si se asume una velocidad de acumulación promedio similar a la utilizada para la Formación Mogna en el anticlinal del Bermejo, el primer episodio de levantamiento de la

Figura 16: Geometrías de estratos de crecimiento esperados para flancos dorsales de pliegues por propagación de fallas listricas o de dos ángulos de corte múltiple (véase Fig. 10). En el primer caso los estratos de crecimiento se caracterizan por convergencia hacia la cresta. En el segundo caso se observan diferentes pendientes relacionadas con las superficies axiales activas y de crecimiento. Nótese cómo la geometría general de los estratos de crecimiento en este caso sugiere también una convergencia hacia la cresta.



sierra de Valle Fértil habra ocurrido entre los 1.2 y 1.4 Ma (Zapata, 1996).

Conclusiones

Aún cuando superficialmente la geometría de la zona triangular de piel gruesa de la Precordillera es similar a una zona triangular clásica (Fig. 4), la historia y mecanismos de deformación son diferentes. Las mayores diferencias entre estos dos modelos de deformación están resumidas en la Tabla 1. La diferencia más importante entre los dos modelos tiene que ver con la actividad de la deformación de los dos sistemas de vergencia opuesta. Mientras que en la zona triangular clásica (Fig. 4) la deformación ocurre simultáneamente en los dos sistemas debido a que comparten el mismo nivel de despegue, en la zona triangular de piel gruesa la deformación de ambos sistemas es independiente. Como se demuestra en este trabajo, la deformación de la Precordillera central y oriental (los dos sistemas de vergencia opuesta de la zona triangular de piel gruesa) es episódica, como se observa en los múltiples episodios de deformación del corrimiento de Niquivil; y alternada. Eventualmente el sistema de piel gruesa frena la propagación hacia el

antepaís del sistema de piel fina (en este caso el corrimiento de Niquivil) y produce la formación de corrimientos fuera de secuencia como el corrimiento de Vallecito (Fig. 3). En el sistema de piel gruesa (Precordillera oriental) la secuencia de deformación es *break-back*, es decir, se propaga hacia afuera de la zona triangular.

La geometría de los estratos de crecimiento documentan no solamente el inicio de la deformación de los pliegues de la Precordillera oriental, sino también la cinemática de los mismos. Con esta información se puede reconstruir la historia de deformación de la Precordillera oriental (Fig. 17). De este modo, el anticlinal de Niquivil, cuyo limbo frontal experimentó una rotación progresiva (Fig. 9) comenzó a formarse a los 2.7 Ma. Seguidamente el anticlinal de Las Salinas comenzó a formarse, y posteriormente el anticlinal del Bermejo. El limbo frontal de este último rotó, sin duda, en forma instantánea, tal como lo demuestra el triángulo de crecimiento observado por primera vez en una sección sísmica (Fig. 14). Al mismo tiempo, el concepto de longitud inicial de cresta permite predecir la geometría de los triángulos de crecimiento para pliegues por propagación de fallas de espesores constantes. La velocidad de levantamiento de las estructuras de la Precordillera oriental varía entre 0.33 y 1.08 mm/año (Fig. 15). Estos valores se

Línea 9051

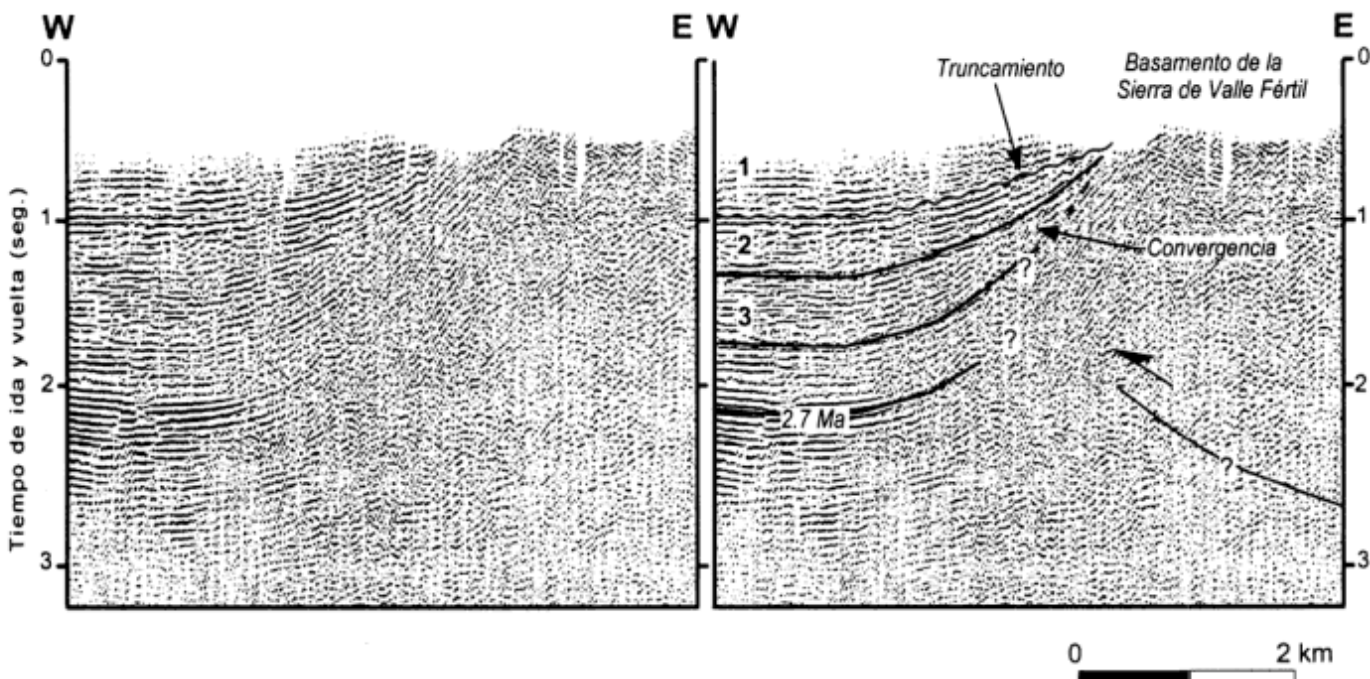


Figura 17: Segmento de la línea 9051 paralelo al segmento oriental de la sección estructural de la Fig. 8 (véase Fig. 2 para ubicación) que cruza el borde occidental de la sierra de Valle Fértil. Nótese la convergencia de los reflectores por encima de los 2.7 Ma que documentan una rotación progresiva de la estructura. Véase explicación en el texto.

Tabla 1: Diferencias principales entre la zona triangular clásica y la zona triangular de piel gruesa (modificada de Zapata y Allmendinger 1996). La diferencia más importante quizás sea el hecho que los dos sistemas de deformación son independientes, ya que no están unidos por el mismo nivel de despegue.

Zona triangular clásica (tipo Alberta)	Zona triangular de piel gruesa
El basamento no participa en la deformación.	Las estructuras de vergencia hacia el retropaís involucran al basamento.
El nivel de despegue del sistema de vergencia hacia el antepaís es menos profundo que el del sistema de vergencia opuesta.	El nivel de despegue del sistema de vergencia hacia el retropaís es más profundo que el del sistema de vergencia opuesta.
El estilo de deformación se caracteriza por imbricaciones y dúplex de techo pasivo.	El estilo de deformación consiste en un abanico imbricado de corrimiento en un margen, y en pliegues por propagación de falla en el otro margen.
La propagación de los corrimientos del sistema de vergencia hacia el antepaís es "en secuencia".	La propagación de los corrimientos del sistema de vergencia hacia el antepaís es "fuera de secuencia".
La evolución de la deformación controlada esencialmente por el sistema de corrimientos dirigidos hacia el antepaís.	La evolución de la deformación es controlada por la proximidad de los dos sistemas de vergencia opuesta.
Los dos sistemas de vergencia opuesta permanecen activos durante la deformación.	El sistema de deformación de piel fina es frenado por el sistema de deformación de piel gruesa.
La complejidad estructural espera encontrarse en la zona que separa los dos sistemas de vergencia opuesta.	La complejidad estructural espera encontrarse afuera de la zona que separa los dos sistemas de vergencia opuesta, principalmente en el sistema de piel fina.
Debido a que los dos sistemas forman parte de la misma cuña, no se pueden tratar independientemente. Sin embargo, existen evidencias de acortamiento diferencial dentro del sistema de vergencia hacia el retropaís y la cuña intercútea (Stockmal y Mackay 1994).	Movimientos episódicos y alternados esperan encontrarse a ambos lados de la zona triangular debido a que los sistemas de deformación no se hallan conectados.

encuentran dentro del mismo orden de magnitud que los valores determinados para estructuras de otros frentes de corrimiento (Poblet y Hardy 1995).

Finalmente, los modelos geométrico-cinemáticos disponibles hasta el presente no contemplan la posibilidad de múltiples ángulos de corte de la rampa por la cual se propaga la falla. Por el contrario, éstos se aproximan a la realidad simplificándola con una falla de ángulo de corte constante (Fig. 13). Los estratos de crecimiento de los flancos dorsales de los anticlinales de Las Salinas y Bermejo estarían relacionados con geometrías de fallas de al menos más dos ángulos de corte o lístricas. Por lo tanto, es necesario generar nuevos modelos que se aproximen más a las situaciones reales que hemos mostrado en este trabajo.

Agradecimientos

Los autores de este trabajo agradecen a la Gerencia General de Exploración de YPF S.A. por contribuir con las líneas sísmicas utilizadas para este estudio. Agradecen también a Steve Gallow y a Alberto Comínguez por el soporte técnico en las tareas de reprocesamiento de líneas sísmicas y a Luis Dalla Salda y Pablo Kraemer por sus comentarios que contribuyeron a mejorar significativamente este trabajo. Este estudio ha sido financiado por la National

Science Foundation grants EAR - 9116898 y EAR-9418087.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R. W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., e Isacks, B. L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, 9: 789-809.
- Anadon, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. y Riva, O., 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: Allen, P. y Homewood, P. (Ed.): *Foreland Basins*, Special Publication, 8, pp. 259-271. International Association of Sedimentologists.
- Anastasio, D.J. y De Paor, D.G., 1985. Thrusting and sedimentation along an emergent thrust front: An example from the external sierras of the southern Pyrenees, Spain. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 17: 513.
- Baldis, B. A. y Chebli, G. A., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. *Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 47-65.
- Beer, J. A., 1989. Magnetic polarity stratigraphy and depositional environments of the Bermejo basin, and seismic stratigraphy of the Iglesia basin, Central Andes. Ph. D. dissertation: Cornell University, Ithaca, New York, 195 p. (inédito).
- Beutner, E., 1977. Causes and consequences of curvature in the Sevier orogenic belt, Utah and Montana. En: Heisey, E. L.,

- Lawson, D. E., Norwood, E. R., Wach, P. H. y Hale, L. A. (Ed.): Rocky Mountain thrust belt geology and resources: Casper, Wyoming, pp. 353-366. Wyoming Geological Association.
- Braccacini, O., 1946. Contribución al conocimiento de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina (primera parte). Boletín de Informaciones Petroleras, 258: 81-105.
- Burbank, D. W., Puigdefabregas, C., y Muñoz, J. A., 1988. Detailed timing of thrusting and progressive rotations in the eastern Pyrenees, Spain. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 20(7): 165.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. A., Varela, R., y Schauer, O. C., 1984. Descripción geológica de la Hoja 19d, Mogna. Servicio Geológico Nacional, Boletín 192, 86 p. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Dalziel, I. W., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Damanti, J. F., 1989. Evolution of the Bermejo foreland basin: Provenance, drainage development, and diagenesis. Ph.D. dissertation: Cornell University, Ithaca, New York, 176 p. (inédito).
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N. y Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. Geological Association of America, Bulletin, 103: 1458-1475.
- Fernández, A. E., 1996. Seismic analysis, paleoclimatology and fluvial architecture of the Bermejo basin, Central Andes, western Argentina. Ph.D. dissertation: Cornell University, Ithaca, New York, 279 p. (inédito).
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18-c Jáchal, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 164, 79 p. Buenos Aires.
- Gosen, W., von, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: The Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14(6): 643-667.
- Gosen, W. von, Buggisch, R. y Lehnert, O., 1995. Evolution of the Early Paleozoic mélange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4): 405-424.
- Hardy, S. y Poblet, J., 1994. Geometric and numerical modelling of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22: 371-374.
- Holl, J.E. y Anastasio, D.J., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology*, 21: 271-274.
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. A. y Naeser, C. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in and eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. En: Allen, P. y Homewood, P. (Ed.): Foreland Basins, Special Publication 8, pp. 63-75. International Association of Sedimentologists.
- Jones, P. B., 1982. Oil and Gas beneath east dipping underthrust faults in the Alberta foothills, Canada. En: Powers, R. B. (Ed.): Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt 1, pp. 61-74. Denver Rocky Mountain Association of Geologists.
- Jordan, T. E. y Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogy of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Jordan, T. E., Flemings, P. B. y Beer, J. A., 1988. Dating of thrust fault activity by use of foreland basin strata. En: Kleinspehn, K. y Paola, C. (Ed.): New perspectives in basin analysis, pp. 307-330. Springer-Verlag, New York.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Damanti, J. F. y Drake, R. E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 137-158.
- Kelly, J. G., 1962. Geología de la Sierra de Móquina y perspectivas petrolíferas, Departamento de Jáchal, Provincia de San Juan. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, División Exploración (inédito). Buenos Aires.
- Milana, J. P., 1990. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera oriental. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. San Juan, Argentina, 273 p. (inédito).
- Morley, C. K., 1986. A classification of thrust fronts. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 70: 12-25.
- Mosar, J., y Suppe, J., 1992. Role of shear in fault-propagation folding. En: McKay, K. R. (Ed.): *Trust Tectonics*, pp. 123-132. Chapman & Hall, London, UK.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica Precordillerana Oriental. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 59-74.
- Poblet, J. y Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds: application to the Pico del Aguila anticline in the south central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 12: 1707-1724.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Rolleri, E. O., 1969. Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocol, provincia de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 408-412.
- Smalley, R. F., 1988. Two earthquakes studies; (1) Seismicity of the Argentine Andean Foreland and (2) A renormalization group approach to earthquake mechanics. Ph.D. Dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, 174 p. (inédito).
- Spang, J. H., Wiltschko, D. V., Couzens, B. A., y Berg, R.R., 1995. Development of fault-propagation synclines and fault slivers in the footwall of thrust fault. *Andean Thrust Tectonics Symposium*, San Juan, Program with abstracts: 6-7.
- Stockmal, G. S. y MacKay, P. A., 1994. The triangle zones and foothills structures adjacent to Oldman river, southern Alberta: a reappraisal basen on seismic data and new structural observations. *National Convention Canadian Society of Exploration Geophysicists*, Program with Abstracts and Biographies, p. 74.75.
- Suppe, J. y Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83: 409-454.
- Suppe, J., Chou, T. T. y Hook, S. C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K. R. (Ed.): *Thrust tectonics*, pp. 105-122. Chapman & Hall, London, UK.
- Zapata, T. R., 1996. Crustal evolution of the Precordillera thrust belt-Bermejo basin, Argentina. Ph.D. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, 243p. (inédito).
- Zapata, T. y Allmendinger, R. W., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: The interaction of two systems of opposing vergence. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 149-159.
- Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1996. The thrust front zone of the Precordillera thrust belt, Argentina: a thick-skinned triangle zone. *Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 80 (3): 359-381.

Recibido: 5 de febrero, 1996

Aceptado: 6 de mayo, 1997

El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina

Carlos GARDINI¹ y Luis DALLA SALDA²

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis,
Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis

²Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, CONICET,
Calle 1 N° 644, 1900 La Plata

ABSTRACT. *The metamorphic complex of the El Gigante range, San Luis, Argentina.* The metamorphic rocks of the El Gigante range in the province of San Luis are part of the southernmost western Pampean Ranges. Two different blocks, El Gigante and El Tala, are distinguished by their tectonic and lithological features. The first, characterized by schists, marbles, amphibolites, and some gneisses and quartzites, shows a geology similar to the Pie de Palo ranges in the province of San Juan. The El Tala block, composed mainly by migmatites, exhibits lithological and structural affinities with the nearby basement of the Sierra Grande de San Luis. A main Barrovian type metamorphic event attained green schist facies (mainly biotite to garnet grade), with local development of amphibolite facies. The P-T conditions were 350 to 500°C, and 2 to 5 kb; P-T conditions increased from north to south. It is suggested that the protolith was part of a sedimentary marine sequence, in which shales, interbedded with limestones and marls were dominant. Their association with quartzitic sandstones suggests a near-shore, shallowing-upwards basin.

Introducción

Este trabajo tiene como finalidad presentar la caracterización litológica y analizar las rocas metamórficas del basamento cristalino de la sierra de El Gigante y su correlación con las metamorfitas de la sierra de Pie de Palo. Esta sierra está ubicada aproximadamente en la intersección de los 33° lat. S y 67° long. O, en el partido de El Gigante (Departamento Belgrano), 70 km al noroeste de la ciudad de San Luis (Fig. 1).

La sierra de El Gigante constituye un bloque aislado, en la región austral de las Sierras Pampeanas occidentales. La primera descripción de sus rocas la realizó Furque (1950), quien reconoció micacitas, calizas, cuarcitas, esquistos cuarzo-muscovíticos y esquistos con grafito inyectados por venas de cuarzo, y rocas gnéissicas. Technoesport (1959) evaluó los yacimientos calcáreos asociados a cuerpos anfibolíticos y esquistos cloríticos; describió un importante plegamiento con ejes inclinados al nordeste y al sudoeste, y atribuyó a la secuencia un origen sedimentario, luego metamorfozada y deformada. Posteriormente, Flores (1969) describió esquistos, calizas anfibolíticas y cuarcitas. Thebault y Zabalúa (1973) revaluaron los yacimientos de rocas carbonáticas, asignándoles una edad precámbrica a

paleozoica temprana. Más tarde, Flores (1976) mencionó la ausencia de gneises y granitos y correlacionó las calizas con las de la sierra de Villicum y Pie de Palo. Por su parte Criado Roqué *et al.* (1981) reconocieron deformaciones disarmónicas de dirección este-oeste en calizas y esquistos. Costa y Gardini (1985) y Gardini y Costa (1987) realizaron una fotointerpretación de la sierra diferenciando las unidades litológicas y morfotectónicas más importantes, y la descripción de las diferentes unidades metamórficas del basamento. Más recientemente se presentaron investigaciones de detalle de la sierra (Gardini 1992, 1993).

Geología de la sierra de El Gigante

La sierra de El Gigante es un bloque de basamento cristalino de relieve suave y perfil levemente asimétrico que en su borde oeste muestra una importante fracturación. Divide dos cuencas sedimentarias cretácicas, ubicadas al norte y al sur de la misma. Su extremo sur se encuentra parcialmente cubierto por sedimentos conglomerádicos cretácicos del Grupo El Gigante; el norte, por areniscas y conglomerados de similar edad. Las rocas del

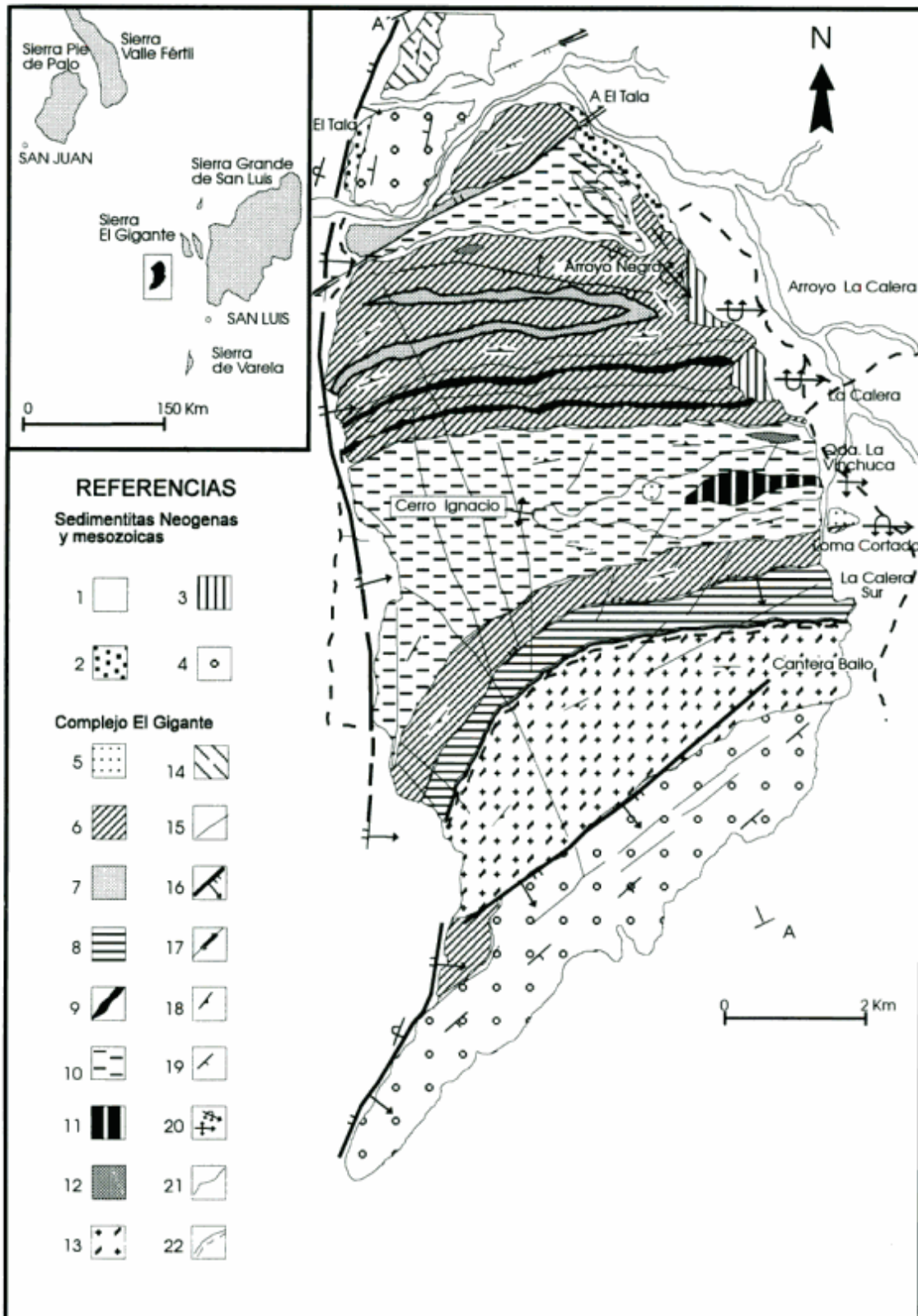


Figura 1: Mapa geológico de la sierra El Gigante. 1, Cuaternario; 2, Basamento parcialmente cubierto por Cuaternario; 3, areniscas y conglomerados terciarios; 4, conglomerados cretácicos. Bloque El Gigante: 5, Cuarcitas Loma Cortada; 6, esquistos micáceos; 7, esquistos cuarzo grafiticos; 8, esquistos bandeados; 9, Mármoles El Gigante; 10, mármoles y esquistos; 11, gneises calco-silicáticos; 12, anfibolita; 13, gneises cuarzo-feldespáticos. Bloque El Tala: 14, Migmatitas El Tala; 15, fallas secundarias e interpretadas; 16, fallas principales indicando bloque bajo e inclinación del plano; 17, fallas transcurrentes; 18, actitud de la esquistosidad y bandeado; 19, actitud de rocas sedimentarias; 20, ejes de pliegues mayores, normales y volcados; 21, contacto entre unidades; 22, contacto transicional

basamento se hallan también parcialmente cubiertas por sedimentos cuaternarios (p. ej., inmediatamente al noroeste de La Calera, véase Fig. 1). Durante el Terciario, la reactivación de fallas preexistentes, configuró la actual morfología de la serranía.

En la sierra se reconocieron dos bloques con características litológicas y estructurales distintas: El Gigante (de mayor tamaño) que constituye el cuerpo mayor de la sierra, y El Tala (más pequeño y en el extremo norte), (véase Fig. 1).

El rumbo general del bandeo y la esquistosidad de las metamorfitas en el bloque El Gigante es casi este-oeste; inclinan preferentemente al norte en el sector septentrional y al sur en el austral, componiendo una estructura antiformal mayor en la zona central (Gardini 1992). Las metamorfitas se encuentran intensamente deformadas, plegadas en más de una fase y con desarrollo de clivaje. En el Complejo El Gigante se reconocieron cinco eventos tectometamórficos superpuestos, los primeros de ellos regionales y el final, local. El primer evento, relíctico, sólo se advierte por inclusiones en porfiroblastos de granate (G1). El segundo evento (M2) representa el pico térmico regional durante el metamorfismo principal, es el que se analiza con detalle en este trabajo. Se reconocen estructuras helicíticas en granate (G2) y durante la etapa final la blastesis de cloritoide que contiene a la esquistosidad predominante (S2). El tercero, vinculado a un episodio de deformación dúctil, produjo pliegues anisópacos, apretados a isoclinales asimétricos con ejes de rumbo variable entre 70-90° e inclinaciones medias de sus ejes de 50-55° E, definiendo una clara vergencia hacia el sur. Coincidente con este episodio se reconocen fajas miloníticas en los gneises de la zona sur. El cuarto evento se relacionó con una deformación frágil que generó un clivaje de crenulación con recristalización incompleta, y sobreimposición generalizada, principalmente en las zonas de charnelas de los

pliegues mayores, afectando entre otros a los porfiroblastos de cloritoide. Por último se reconoce un evento retrógrado, final y local (Gardini 1992).

El bloque El Tala, separado por una fractura del cuerpo principal de la sierra, se caracteriza por estructuras internas similares a las encontradas en la sierra Grande de San Luis y sus rocas (migmatitas) muestran estructuras planares orientadas casi norte-sur.

Las unidades litoestratigráficas del Bloque de El Gigante son agrupadas con el nombre de Complejo Metamórfico El Gigante. Este incluye: Esquistos los Morteritos, Mármoles El Gigante, Anfibolitas la Vinchuca, Gneises Quebrada Grande y Cuarzitas Loma Cortada. El Bloque El Tala se compone de una única unidad, denominada Migmatitas El Tala. La distribución y estructura de estas unidades se muestran en las Figuras 1 y 2.

Complejo metamórfico El Gigante

Esquistos Los Morteritos

Los esquistos son rocas muy abundantes, forman bancos potentes y muestran composiciones y fábricas variables. Dentro de esta unidad se reconocieron variedades micáceas, grafiticas, muscovíticas y bandeadas (véase Tabla 1).

Esquistos micáceos: Son uno de los tipos litológicos más comunes de la sierra. Afloran en cuatro fajas, las tres más importantes se ubican en el área norte (véase Fig. 1) limitadas generalmente por bancos de mármoles. La mayoría de las rocas presentan abundantes filosilicatos, además poseen bancos menos potentes con predominancia de cuarzo y feldspatos. De colores variables entre gris oscuro a gris plata, muestran una foliación que se halla enfatizada por segregaciones de cuarzo en forma de lentes y venas

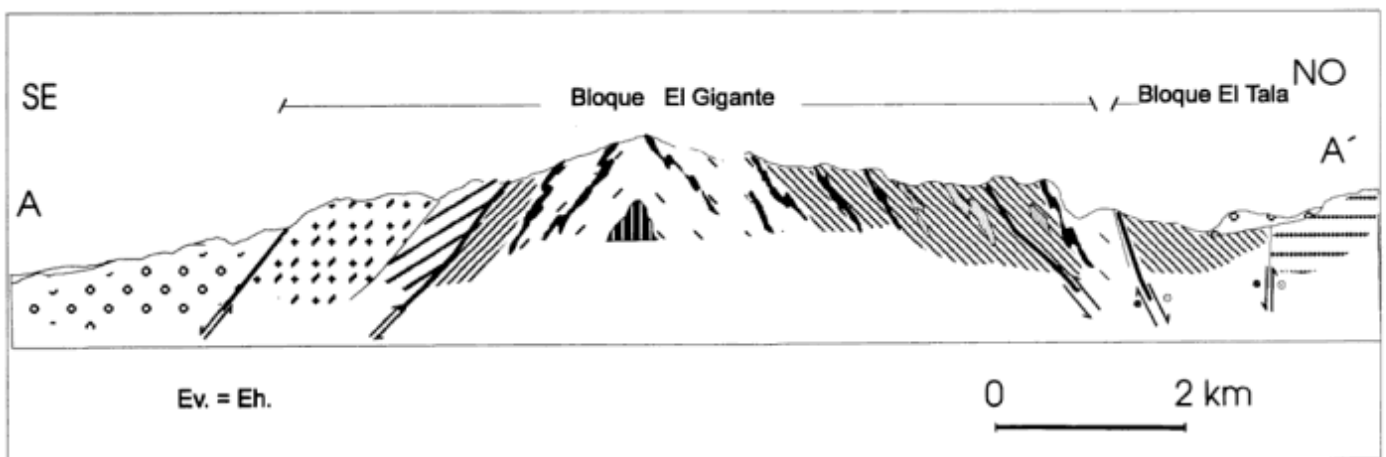


Figura 2: Perfil geológico de la sierra de El Gigante. Referencias litológicas y estructurales similares a las de la Figura 1.

Tabla 1: Asociaciones minerales típicas del Complejo El Gigante.

Morteritos	Esquistos micáceos	
	Qtz + Ms + Grt + Chl	Qtz + Bt + Grt + Ab
	Qtz + Chl + Cld + Ab	Qtz + Ms + Chl + Grt
	Qtz + Ms + Bt + Grt	Qtz + Ms + Bt + Chl
	Qtz + Ms + Cld + Ep	Qtz + Bt + Chl + Ttn
	Qtz + Ms + Chl + Ab	Qtz + Ms + Chl + Ox. Fe
	Qtz + Ms + Cld + Chl + Grt	Qtz + Bt + Chl + Ep + Ms
	Qtz + Ms + Cld + Chl ± Ttn	Qtz + Bt + Chl + Calc + Ep
	Qtz + Ms + Grt + Ox. Fe	Qtz + Ms + Mc + Ep + Ap
	Qtz + Ms + Chl + Pl + Ep	Qtz + Ms + Chl + Bt + Calc
Esquistos	Esquistos cuarzo-grafíticos	
	Qtz + Ms + Grt	Qtz + Grt
	Qtz + Ms + Grt + Cal	Qtz + Ms + Cal
	Qtz + Ms + Tlc + Cal	Qtz + Grt + Cal
	Qtz + Ms + Tlc + Grt	Qtz + Grt + Ep
	Qtz + Ms + Mc + Grt + Cal	Ms + Cal + Tlc + Grt
Qtz + Ms + Pl + Cal	Qtz + Ms + Pl + Ep	
Esquistos bandeados		
Qtz + Olig + Ms + Bt	Qtz + Bt + Tlc + Ep	
Qtz + Olig + Ms + Chl + Cal	Qtz + Bt + Ms + Ep	
Qtz + Olig + Bt + Tr + Chl		
Mármoles		
Cal + Ms + Qtz	Cal + Qtz + Ep + Tlc	
Cal + Ms + Ep + Ap	Qtz + Tr + Ms + Ap	
Cal + Ms + Qtz + Bt	Qtz + Tr + Ms + Ap	
Cal + Ms + Ep + Qtz	Cal + Bt + Grt + Ep	
Cal + Ms + Ab + Qtz	Qtz + Ms + Ttn + Olig + Tlc	
Cal + Ms + Grt + Qtz	Qtz + Tr + Bt + Tlc + Ep + Ttn	
Anfibolitas		
Hbl + Chl + Cal	Tr + Pl + Qtz	
Hbl + Chl + Mag + Qtz	Tr + Pl + Bt + Ttn + Ep	
Hbl + Pl + Bt + Chl + Ttn	Tr + Pl + Chl + Bt + Ep	
Hbl + Pl + Chl + Ep + Ttn	Tr + Pl + Chl + Tit + Ep	
Hbl + Pl + Bt + Ep + Tr	Tr + Qtz + Cal + Tlc	
Hbl + Ttn + Ep + Tr + Tlc		
Gneises cuarzo-feldespáticos		
Qtz + Mc + Pl + Bt	Qtz + Bt + Ms + Chl + Ox. Fe	
Qtz + Mc + Bt + Ep	Qtz + Bt + Ms + Chl + Chl	
Mc + Bt + Ms + Cal	Qtz + Grt + Chl + Ep + Ox. Fe	
Mc + Bt + Ep + Chl		
Qtz + Pl + Bt + Grt + Cal		
Qtz + Pl + Chl + Ox. Fe		
Gneises calco-silicáticos		
Qtz + Pl + Bt + Ep	Qtz + Bt + Grt + Ep	
Qtz + Mc + Bt + Ep + Chl	Qtz + Bt + Ms + Cal + Ep	
Qtz + Mc + Bt + Cal + Ep	Qtz + Bt + Ms + Ep + Chl	
Qtz + Mc + Pl + Grt + Bt + Cal		

Tabla 2: Relación entre cristalización mineral y estadios de deformación

Mineral	D1-M1	D2-M2	D3-M3	D4-M4	D5-M5
Granate	==	=====	==		
Hornblenda	==	==			
Microclino	==	=====			
Biotita		===			
Muscovita	==	==	===	===	===
Clorita	==	==	===	===	===
Cloritoide		==			
Epidoto		===	==	===	
Plagioclasa	==	==	==		
Tremolita	==	==	===		
Talco			===	===	===
Cuarzo	==	==	==	===	
Estado de deformación	Pre Sin Pos tectónico	Pre Sin Pos tectónico	Pre Sin Pos tectónico	Pre Sin Pos tectónico	Pre Sin Pos tectónico
Sup. S deformada	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅
Sup. S plegada	S ₀	S ₀ + S ₁	S ₁ + S ₂	S ₃	S ₄

irregulares. Predominan las rocas con texturas lepidoblásticas, con variaciones granoblásticas a porfiroblásticas, cuando aumenta el contenido de cuarzo y feldespatos. Presentan variada composición: granatíferos, con cloritoide, muscovíticos con clorita, cuarzo-feldespatos con microclino y/o andesina (An33%) y micas subordinadas, biotíticos, muscovíticos sin clorita, cuarzosos y biotítico-cloríticos (Tabla 1). Las variedades con cloritoide, presentan porfiroblastos idioblásticos asociados a plagioclasa ácida. En la matriz se reconoce además clorita, cuarzo, biotita y muscovita. El cloritoide cristalizó en relación posttectónica respecto a la foliación S₂ (Gardini 1992) donde se reconoce en él una marcada poiquiloblastesis con inclusiones rectilíneas en continuación con la posición de la matriz, lo que está representando un importante evento térmico de tipo estático (M₂) (Tabla 2).

Las variedades granatíferas poseen porfiroblastos pretectónicos con inclusiones rectas y/o porfiroblastos con inclusiones rotadas tipo espiraladas indicando una blastesis sintectónica. Delgados bancos de esquistos tremolíticos cuarzosos con clorita se hallan sistemáticamente en contacto con los bancos de mármoles. En el sector norte de la sierra se reconocen localmente rocas de grano fino, sedosas y muy friables, compuestas por abundante muscovita y clorita. De coloración gris plata a gris verdosa, por sectores muestran un bandeo producto de venas de cuarzo blanco concordantes con la esquistosidad; revelan texturas lepidoblásticas con finas venillas de cuarzo granoblástico. Las asociaciones minerales reconocidas (Tabla 1) se interpretan como derivadas de pelitas aluminosas, pelitas calcáreas y arenitas cuarzo-feldespatos.

Esquistos cuarzo grafiticos: El área tipo se encuentra en el extremo noroeste de la sierra. Estos esquistos afloran en fajas bien definidas, poseen abundante cuarzo, y muscovita, el grafito le da a las rocas colores azules oscuros a casi negros. Se caracterizan por una textura granoblástica que pasa a lepidoblástica cuando aumenta el contenido de la muscovita.

Por la alta concentración de grafito, fueron zonas favorables para el desarrollo de fallas y es común reconocer la superficie S₂ metamórfica afectada por un clivaje de crenulación.

Esquistos bandeados: Ocupan una faja elongada en sentido este-oeste, a nordeste-sudoeste (véase Fig. 1). El contacto septentrional es tectónico: una falla inversa que provoca un importante resalto topográfico. Dicha característica morfológica es importante en el sector oriental y centro de la sierra. Hacia el occidente se va atenuando por la intersección con zonas de cizalla de dirección noroeste; dicha interacción provoca un arqueamiento de los contactos hacia el sudoeste. En el sector austral esta faja pasa transicionalmente a rocas gnéissicas con intercalaciones de anfíbolitas. Esta unidad se encuentra representada por rocas en las que alternan bandas claras cuarzo-feldespatos con epidoto y bandas oscuras con biotita, anfíbol, clorita y epidoto. Las bandas varían de milímetros hasta 1 metro de espesor. Al microscopio se reconocen bandas lepidoblásticas micáceas y granoblásticas con cuarzo, oligoclasa (An15%) y abundante epidoto. El bandeo de estos esquistos muestra zonas con un marcado clivaje de crenulación.

Las bandas mas gruesas se interpretan como los representantes de la antigua estratificación, mientras

que las bandas delgadas son posiblemente de origen metamórfico.

Mármoles El Gigante

Esta unidad está integrada por mármoles y una intercalación en la que coparticipan mármoles y esquistos. Los primeros afloran en bancos de poca potencia, repitiéndose en toda el área centro-norte de la sierra. Son rocas bandeadas o macizas, grises azuladas, grises o blancas, de tamaño de grano medio y homogéneo. En la mayoría de los casos presentan textura granoblástica y están compuestas por un 90% de calcita. Acompañan cantidades menores de muscovita, plagioclasa sódica, epidoto, biotita, apatita y grafito. Dentro del grupo de los mármoles se incluyen rocas calcosilicáticas y metadolomitas silíceas que se caracterizan por presentar una alta proporción de talco y tremolita.

Mármoles y esquistos

Esta unidad "mixta" se encuentra intercalada en los mármoles. Ella se encuentra aflorando en dos áreas: la primera se ubica en la zona central de la sierra, a la latitud de La Calera. La segunda en el norte, tiene forma triangular (Fig. 1).

Dentro de esta unidad, se intercalan cuerpos menores anfibolíticos y fajas de rocas gneísicas. Rocas similares se presentan intercaladas en los Esquistos Los Morteritos.

Anfibolitas La Vinchuca

Las anfibolitas se presentan en cuerpos lentiformes concordantes con la esquistosidad regional. Se distinguieron rocas macizas y foliadas, estas últimas suelen pasar transicionalmente a esquistos anfibolíticos verdosos de grano fino. Las primeras están compuestas por anfíboles del grupo de la hornblenda y de la tremolita-actinolita, andesi-na-oligoclasa, biotita, clorita y cuarzo; eventualmente presentan cantidades menores de muscovita y calcita. Muestran texturas granoblásticas a decusadas de grano grueso y porfiroblásticas (hornblenda con matriz granoblástica) en las rocas macizas.

Las variedades foliadas (intercaladas en los gneises del sector sur) presentan bandas verdes ricas en hornblenda con prismolineación que alternan con bandas claras ricas en cuarzo. Su mineralogía es similar a las macizas, pero poseen mayor contenido de plagioclasa (An 33%); presentan texturas poiquiloblásticas con trenes de inclusiones rectas y también texturas helicíticas asociadas con S3 (Gardini 1992,

1993). Los esquistos anfibolíticos asociados a los bancos de mármoles en el arroyo Negro y en la quebrada de La Vinchuca, son similares a los descritos en la sierra de Pie de Palo, allí también asociados a mármoles (Dalla Salda y Varela 1982).

Gneises Quebrada Grande

Los gneises, por su potencia, se encuentran bien representados en el Complejo El Gigante. Ocupan el tercio austral del basamento, y el núcleo del antiforame del sector central de la sierra (para mayores detalles estructurales ver Gardini 1992 y 1993). Se los dividió en dos grupos: cuarzo-feldespáticos y calco-silicáticos. Los primeros presentan intercalaciones de esquistos micáceos o granatíferos.

Gneises Cuarzo-feldespáticos: Ocupan la zona sur de la sierra, son rocas bandeadas de colores rojizos, grisáceos o verdosos, las bandas claras muestran minerales leucocráticos separados por finas bandas oscuras micáceas. Estos gneises presentan localmente venas ptigmáticas y una foliación poco definida. En ellos se reconocen fajas con fenómenos de milonitización con estiramiento, cristales rotados, una matriz con morteros, delgadas folias de muscovita y biotita deformadas; además cristales de feldespato y cuarzo pre-tectónicos, angulosos, irregulares a lentiformes con colas de presión asimétricas. Están compuestos por cuarzo y microclino, plagioclasa (An10-14%), biotita, muscovita, clorita y granate. Hay variedades en las que abundan los porfiroblastos de microclino.

Gneises calco-silicáticos: Son típicos del sector central de la sierra, en el núcleo de la estructura antiforame antes mencionada. Se asocian a bancos de mármoles, esquistos y cuerpos anfibolíticos en el yacimiento La Calera Sur, quebrada La Vinchuca y cerro Ignacio. Presentan colores grises a rosados, una fábrica esquistosa a bandeada con porfiroblastosis de microclino y granate. Se componen de microclino, cuarzo, epidoto y calcita, abundante biotita, oligoclasa (An14%) y muscovita. Los filosilicatos se disponen en delgadas bandas rodeando a porfiroblastos pre-tectónicos (Gardini 1992). Los porfiroblastos poseen formas redondeadas, ovales y estirados por la deformación asociada al intenso plegamiento. Se reconocen porfiroblastos de granate con crecimiento en dos generaciones, el primero macizo y el segundo criboso.

Cuarcitas Loma Cortada

Esta unidad aflora principalmente en el área de Loma Cortada. Se encuentra generalmente como

intercalaciones delgadas, repetidas tectónicamente; también existen bancos en la cantera Bailo, cerro Ignacio y arroyo Negro, reiterados por plegamiento. Estas cuarcitas son blancas, grises claras, grises oscuras, y grises verdosas. Están constituidas por cuarzo, escaso feldespatos y micas. Predominan las texturas granoblásticas formando un mosaico poligonal a interlobado.

Bloque El Tala

El área de El Tala, que se halla ubicada al norte del arroyo del mismo nombre, constituye un bloque menor de basamento puesto en contacto tectónico con el Bloque El Gigante mediante una zona de cizalla con una importante componente de rumbo y de carácter sinistral (Fig. 1). Se analizó este sector separadamente por poseer características estructurales y litológicas del todo similares a las que presenta el basamento de la sierra Grande de San Luis. Las rocas dominantes son migmatitas, con abundantes porfiroblastos de feldespatos.

Migmatitas El Tala

En esta unidad la actitud del bandeo y la esquistosidad dominante varía entre $350^{\circ}/52^{\circ}\text{O}$ y $10^{\circ}/51^{\circ}\text{O}$. Está constituida por rocas migmatíticas con bandas de composición granítica, y bandas que representarían la fracción inmóvil (restitas). Dichas bandas están representadas por folias metamórficas donde se reconoce la esquistosidad. Las rocas son de color rosado claro con delgadas bandas grises. Poseen gran cantidad de porfiroblastos de microclino de formas oclares o lenticulares, que superan en proporción a la matriz; no obstante, existen fajas con texturas lepidoblásticas. Muestran gran cantidad de megacristales de microclino, cuarzo, plagioclasa (An20%), biotita, muscovita, epidoto, calcita, apatita y titanita. Las rocas del Bloque El Tala presentan folias caracterizadas por la asociación: Qtz + Mic + Pl (An 20%) + Bt, representando la fracción inmóvil y el material removilizado, producto de la fusión parcial caracterizado por la paragénesis Qtz + Mic + (Ms + Calc, retrógrados).

Petrología de las metamorfitas del Complejo El Gigante

Las rocas del bloque El Gigante, poseen una típica foliación regional este-oeste marcada por una blastesis de minerales de carácter dinamotérmica y sincinemática que representa el evento más importante

ocurrido (Gardini 1992). Cabe destacar que se reconoció el contacto tectónico de rocas de bajo rango metamórfico con otras de grado mayor, y de distintos niveles corticales. Asimismo se identificó un evento metamórfico final de carácter estático similar al descrito por Dalla Salda y Varela (1982) en la sierra de Pie de Palo.

El estudio petrológico de las metamorfitas se fundamentó en el análisis de las facies alcanzadas durante el episodio térmico principal (M2); las condiciones de presión y temperatura del mismo se establecieron mediante el estudio de las paragénesis minerales y las reacciones metamórficas (isogradas mayores de reacción) de las metapelitas, las anfibolitas, los esquistos anfibolíticos, las metadolomitas silíceas, y las rocas cuarzo-feldespáticas.

Es de destacar la imposibilidad de presentar un mapa de zonas metamórficas. Ello se debe a la repetición de zonas de igual o distinto grado por la alta deformación que pone en contacto tectónico rocas de distintos grados y protolitos; principalmente en la zona centro de la sierra (Gardini 1993).

Análisis de las facies del evento metamórfico principal

Las metapelitas: Las paragénesis típicas tales como: Qtz + Ms + Chl + Cld + Grt, caracterizan condiciones de presión y temperatura bajas a intermedias de las metapelitas. No obstante, localmente las rocas superaron la zona del granate de la facies esquistos verdes, entrando en la primer subfacies de anfibolitas almandínicas. Las mismas están representadas por las paragénesis Ms + Qtz + Chl + Pl + Ep + Cld y Qtz + Bt + Grt + Ab.

El granate G2 del principal evento M2 tipifica una zona con las siguientes asociaciones: Alm + Chl + Cld + Ms + Qtz y Alm + Chl + Bt + Ms + Qtz. Se destaca la asociación Alm + Chl + Ms, que permanece estable hasta el grado medio (Tabla 2).

A pesar de que el contenido de calcio es muy bajo en las rocas pelíticas algunas permiten la generación de andesina (Miyashiro 1973) en las facies anfibolitas; ejemplos similares son las isogradas definidas en los Alpes (Wenk, en Suk 1983).

El cloritoide, que cristalizó en los estadios póstumos del metamorfismo progresivo, del evento principal M2 se lo encuentra como cristales pequeños eublasticos a idioblásticos y como porfiroblastos englobando la foliación S2 (Gardini 1992). Su presencia durante el episodio metamórfico principal indicaría que se encontró en equilibrio en la zona de la biotita, y por sectores, en la del granate.

Se estima que la presión no fue muy alta, ya que esta provocaría la desaparición de la biotita (Yardley 1993) que presenta una distribución zonificable, indicativa del metamorfismo progresivo. Las rocas del sector

norte de la sierra muestran un grado más bajo que la zona de la biotita; en tanto que hacia el sector central de la sierra aumentó el grado metamórfico hasta alcanzar, por lo menos, la zona de la biotita. Se reconoce claramente la reacción de equilibrio clorita-biotita que por incremento principalmente de la temperatura, daría el paso de una zona a la otra, con el crecimiento del cloritoide mediante la reacción de pirof. + Chl rica en Fe Ctd + Qtz + H₂O.

El granate se interpreta como crecido a partir de la reacción clorita + cloritoide, teniendo en cuenta el metamorfismo progradante hacia las facies de anfibolitas almandínicas y la cristalización sintectónica (un ejemplo similar fue descrito por Chamberlain y Karabinos, 1987). En este caso, el par biotita-granate, podría indicar mayores temperaturas (hasta 670°C), dependiendo de la distribución Fe-Mg entre la biotita y el granate (Ahglin 1988).

Las anfibolitas, esquistos anfibolíticos y metadolomitas: Los cuerpos anfibolíticos presentan abundante hornblenda verde, clorita, escasa oligoclasa-andesina y eventualmente calcita con biotita y cuarzo. Algunas de estas paragénesis se podrían interpretar como derivadas de sedimentos calcáreos, otras como metabasitas. Se halla asociada en gran porcentaje a tremolita como producto retrógrado de Hb - Ab - Ep y Chl. Se distinguen anfibolitas foliadas de bajo grado con tremolita, epidoto, clorita, y macizas con hornblenda y escasa andesina. Suk (1983) plantea la reacción inversa donde la relación tremolita con hornblenda indica el paso del bajo a medio grado por incremento del metamorfismo.

Cabe señalar que para el caso de los mármoles, la paragénesis: Tr + Tlc + Qtz, típica de rocas en facies de esquistos verdes; no se podría haber formado sin la participación de magnesita en la secuencia original (Winkler 1978). La paragénesis Tlc + Qtz + Cal + Tr, que constituye una isograda de reacción, es muy común; no obstante no fue posible seguir su distribución en el área estudiada.

El talco, presente en las metadolomitas del Complejo El Gigante, va desapareciendo con el incremento del grado metamórfico, dando lugar a la aparición de abundante tremolita. Esta se interpreta como formada por la siguiente reacción: $5 \text{Tlc} + 6 \text{Cal} + 4 \text{Qtz} = \text{Tr} + 6 \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O}$, como ocurre en el cinturón de Damara en Namibia (Puhan y Hoffer 1973) y en los Alpes Centrales (Trommsdorf, en Winkler 1978). Algunas paragénesis de mármoles, como las de las rocas del arroyo Negro y de la Cantera al suroeste de la sierra, contienen talco. Por ello se las considera como el primer producto del metamorfismo regional derivado de dolomitas silíceas. Las reacciones ligadas al metamorfismo de dolomitas silíceas fueron reconocidas en reacciones en equilibrio metaestables en curvas de diagramas isobáricos T-x pCO₂ (e.g. Winkler 1978). Las rocas calco-silicáticas se caracterizan por

presentar abundante epidoto en todas las asociaciones minerales estudiadas, indicando que las mismas no superaron el grado bajo-medio.

Las asociaciones cuarzo-feldespáticas: Manifiestan un grado metamórfico correspondiente a esquistos verdes, en sus facies de mayor grado (granate a anfibolitas almandínicas). La presencia de migmatitas asociadas a fajas de deformaciones profundas, permitirían pensar en condiciones de presión y temperaturas más elevadas a las que generaron las rocas del centro-norte de la sierra. La clorita y muscovita marcarían, el casi siempre presente, metamorfismo retrógrado.

El aumento de calcio en las plagioclasas (An10-14% a An33%), que se realizó dentro de la zona del granate, indicaría un metamorfismo de presión intermedia; así como la reacción $\text{Hbl} + \text{Chl} = \text{Ep} + \text{Alm}$ para formar Chl + Olig + Qtz (Laird 1980)

Discusión

Las características de las rocas analizadas permiten establecer que la mayoría de las rocas del Complejo El Gigante pertenecen a las facies de los esquistos verdes (zona de la biotita y granate). Ellas se originaron durante un metamorfismo progresivo donde la asociación talco + muscovita podría indicar presión intermedia a alta (Spear y Cheney 1989). No obstante al faltar paragénesis típicas de alta presión parece más factible un tipo de presión intermedia. El epidoto, conjuntamente con la oligoclasa que aparecen a una temperatura mínima de 350°-400° C dentro del metamorfismo de bajo grado- marcan la entrada a las facies de anfibolitas de las rocas del complejo. La presencia de cloritoide indicaría que las rocas sufrieron

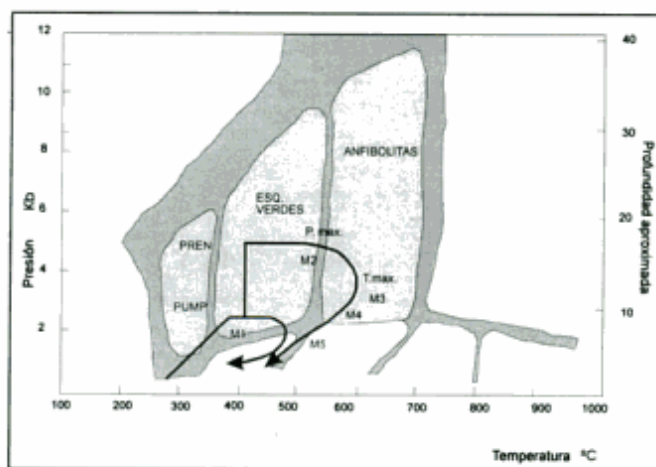


Figura 3: Diagrama de presión y temperatura mostrando los campos de las principales facies metamórficas. Se ha trazado el probable camino considerando las condiciones del metamorfismo interpretadas mediante la evolución de las paragénesis minerales.

un evento metamórfico que alcanzó una temperatura variable entre 355° y 460° C, a una presión de 4,5 kb.

Thompson (1976) establece que las condiciones máximas de existencia de cloritoide en esquistos pelíticos son 570° C a 4,8 kb, a partir de la cual la reacción con muscovita genera biotita y estauroлита. Estas pueden tomarse como condiciones máximas para la sierra de El Gigante ya que no se reconoce la aparición de estauroлита. Por otra parte, Spear y Cheney (1989) determinaron que el cloritoide no es estable por debajo de los 360° C, y Droops (en Thompson y England 1984) reporta la asociación Grt + Chl + Cld + Bt a una temperatura de 560° C y 7 kb de presión.

La presencia de tremolita es concordante con las condiciones antes mencionadas; el paso a hornblenda se realizó a alrededor de 500° C, aunque ésta temperatura pudo aumentar con el incremento de la presión. Según Yardley (1993) el paso de tremolita a diópsido se realiza experimentalmente en un rango de 450° - 525° C a 2 kb de presión. La asociación: Tr + Tlc + Cal + Qtz (dolomita ausente) es típica del rango 400°-500° C; por debajo del comienzo del grado metamórfico medio. La ausencia de dolomita se debería a las reacciones que generaron talco. Las asociaciones paragenéticas de las rocas analizadas comparadas con los diagramas de equilibrio mineral fijan condiciones de 400°-500° C pudiendo llegar a 650° C a 5 kb en su punto máximo, ya que no se registra la asociación diópsido + tremolita.

La plagioclasa de los gneises (An10-14%) asociada a almandino parece indicar condiciones más altas de P y T; comparándolas con las metabasitas. Estas se interpretan preliminarmente como de temperaturas variables entre 625° y 650° C y presiones entre 5,5 y 7 kb. Es posible que los Gneises Quebrada Grande correspondan tanto a una unidad infrayacente al resto del Complejo El Gigante (similar a los Esquistos del Centro del Complejo Pie de Palo) y más antigua, como a una escama tectónica correspondiente a niveles más profundos del mismo. Por el momento, y hasta no contar con dataciones radimétricas, se lo incluye como parte integrante del Complejo.

Es posible agregar que el grado metamórfico, que se desarrolló regionalmente en un rango de 350°-500° C y 2 a 5 kb de presión, incrementó de norte a sur. Localmente hay evidencias para indicar que el pico tecto-térmico alcanzó las facies de anfíbolitas. Las evidencias texturales que indican una diferencia de tamaño entre el progrado (mayor) y el retrógrado (menor) permiten inferir que el calentamiento durante las reacciones retrógradas fue sustancialmente menor (Humphrey y Scheepers 1993). La Figura 3 muestra los campos del metamorfismo, un camino probable de las condiciones del metamorfismo durante el inicio (M1) y las condiciones principales durante el

metamorfismo principal M2 con las posibles temperaturas y presiones máximas.

De acuerdo con las rocas estudiadas, y en un intento de reconstrucción estratigráfica de la secuencia, interpretamos que las metamorfitas del Complejo El Gigante se originaron a partir de un protolito que constituyó parte de una cuenca sedimentaria marina poco profunda. Ella recibió, inicialmente, un aporte de sedimentos psamíticos. Posteriormente se acumularon pelitas y limolitas aluminosas, férricas y silico-clásticas, algunas ricas en materia orgánica; posiblemente parte del ambiente fue cerrado y de carácter reductor. El aporte a la cuenca habría continuado con una sedimentación química carbonática, en un principio simultáneamente con aporte de sedimentos arcillosos originando margas y posteriormente calizas, en bancos de escasa potencia. En esta etapa se depositaron también dolomitas silíceas asociadas a las calizas. Por último la cuenca habría recibido un aporte de areniscas cuarzosas que originaron los delgados bancos de cuarcitas. Este ambiente primario, origen del protolito, estimamos que finalmente se somerizó. La secuencia antes descrita se habría depositado sobre una potente columna de areniscas cuarzo-feldespáticas o sobre un basamento gnéisico más antiguo.

Las anfíbolitas foliadas, atendiendo a su posible origen sedimentario, se pueden interpretar como intercalaciones margosas y magnesianas. Los cuerpos de anfíbolitas macizas, podrían corresponder tanto a derrames de basaltos como a diques básicos intercalados en la secuencia durante el episodio de mayor deformación y metamorfismo.

El Bloque El Tala constituye un elemento tectónico de características particulares dentro del contexto de la sierra de El Gigante. Las migmatitas poseen una estructura representada por una foliación gnéisica de dirección meridiana. Estos aspectos diferencian a este bloque del resto de la sierra (Bloque El Gigante) y permiten caracterizarlo como un bloque del basamento cristalino de la sierra Grande de San Luis, con la cual estuvo asociada genéticamente formando una única unidad. Sugerimos que El Tala es un bloque alóctono, desmembrado de la sierra Grande por efecto de una fractura de rumbo que lo trasladó hasta el extremo norte de la sierra.

La presencia de una recurrente esquistosidad este-oeste, la notable deformación polifásica y la ausencia de granitos constituye a la sierra de El Gigante en un bloque anómalo dentro del contexto de Sierras Pampeanas australes, donde la estructura predominante es norte-sur y existe gran coparticipación de material granítico y migmatitas. Sus asociaciones mineralógicas y estructurales son muy acordes a las halladas en sierra de Pie de Palo y posiblemente compatibles con, al menos, algunas de las

particularidades generales de Sierras Pampeanas noroccidentales que muestran bajo grado metamórfico, como las sierras de Maz y Umango.

En la sierra de Pie de Palo se reconocieron dos eventos metamórficos relacionados a las primeras etapas de la evolución de un cinturón metamórfico. El primero, se interpretó como de carácter relíctico y el segundo como regional dinamotérmico de tipo Barroviano y grado variable entre esquistos verdes y anfibolitas almandínicas. Sugerimos que éste último es equivalente al episodio M2, aquí presentado. En Pie de Palo se reconoció una unidad denominada Esquistos del Centro (Dalla Salda y Varela 1982). De acuerdo con sus características, es posible compararla con el Gneis Quebrada Grande del Complejo El Gigante. Los Esquistos del Centro fueron datados en 1.027 ± 59 Ma (isocronas Rb/Sr; Varela y Dalla Salda 1993). Sería entonces necesario realizar dataciones de los gneises de El Gigante ya que podrían tener como en la sierra de Pie de Palo, una edad neoproterozoica grenvilliana. El resto del Complejo, especialmente la asociación mármoles-esquistos-cuarcitas de bajo grado, podría entonces no ser contemporánea, como ha sido considerada en este trabajo.

Recientemente se ha realizado una datación de muscovita contenida en aglomerados basálticos cercanos a la sierra de El Gigante, por método $^{39}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, lo que arrojó una edad variable de 1250 a 850 Ma (Hames 1994). Dichas edades se interpretan como producto de erosión de rocas plutónicas y metamórficas proterozoicas. La datación realizada refleja gran expectativa respecto a las edades del complejo analizado en relación a las edades del Complejo Pie de Palo.

Conclusiones

En la sierra de El Gigante se reconocieron dos bloques de historia tecto-metamórfica diferente: El Bloque El Gigante y el Bloque El Tala. El primero, denominado Complejo El Gigante, está integrado por los Esquistos los Morteritos, los Mármoles El Gigante, las Anfibolitas La Vinchuca, los Gneises Quebrada Grande y las Cuarcitas Loma Cortada. Estas rocas fueron originadas por un metamorfismo progresivo que desarrolló principalmente facies de los esquistos verdes, en la zona de la clorita a biotita, alcanzando la zona del granate, y localmente la facies anfibolitas almandínicas.

En síntesis, se estima que las condiciones de P, T y Pf del ambiente metamórfico de las rocas del Complejo El Gigante desarrollaron el pico de un metamorfismo principal (M2) tipo Barroviano, facies esquistos verdes, con subfacies que han superado la zona de la biotita hasta alcanzar la zona del granate. El metamorfismo

evoluciona hasta alcanzar localmente condiciones de presión y temperaturas equivalentes a las de las facies de anfibolitas. Por ello es que se estiman condiciones de temperatura variables en un rango de 350° y 500° C y presiones de 2 a 5 kb; No se descartan condiciones locales de mayor P y T (625°-650° C y 5.5 kb) durante la generación de los gneises.

El protolito de las metamorfitas se interpreta como parte de una secuencia sedimentaria marina y poco profunda, en la que se intercalaron o emplazaron rocas ígneas básicas. Las metamorfitas presentan características muy similares a las de la sierra de Pie de Palo, por lo que sugerimos un origen común de las rocas del Complejo El Gigante en San Luis, con las de Pie de Palo en San Juan.

El Bloque el Tala, caracterizado por las rocas migmatíticas, posee características geológicas (litológicas y estructurales) afines a las del basamento cristalino de las vecinas Sierra Grande de San Luis.

Agradecimientos

Al CONICET por la ayuda económica brindada mediante una beca doctoral (C. Gardini). Al Departamento de Geología y Minería de la Universidad Nacional de San Luis, por el apoyo de sus docentes y la utilización de sus laboratorios y servicios. A Carlos Costa por sus aportes en discusiones que enriquecieron éste y otros trabajos. A Juan Franzese por la lectura crítica del manuscrito y oportunos comentarios. El análisis crítico de H. Miller y otro arbitro anónimo enriquecieron el presente trabajo. Es una contribución a los Proyectos IGCP 345 y 376.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahglin, S., 1988. Interpretation of biotite-garnet partitioning data from two Svecofennian metamorphic rock units. *Lithos*, 22: 25-29.
- Chamberlain, C. y Karabinos, P., 1987. Influence of deformation on pressure-temperature path of metamorphism. *Geology*, 15: 42-44.
- Criado Roqué, P., Mombro, C. y Ramos, V. 1981. Estructura e interpretación tectónica En: Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, 155-192, Buenos Aires.
- Costa, C. y Gardini, C., 1985. Fotointerpretación de metamorfitas en la sierra de El Gigante (Provincia de San Luis, Argentina). *Revista CIAF*, 10 (1): 27-43, Colombia.
- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 451-468. Buenos Aires.
- Flores, M., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Provincia de San Luis, *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 311-327.
- Flores, M., 1976. Cuenca de San Luis. 2° Simposio de Geología

- Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 745-769, Córdoba.
- Furque, G., 1950. Estudio de las condiciones geológicas de la quebrada El Tala sobre un proyecto de embalse en la sierra de El Gigante, Provincia de San Luis, Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta 233. (Inédito).
- Gardini, C., 1992. Geología del basamento de la sierra de El Gigante, Provincia de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis, 249 p. (inédito).
- Gardini, C., 1993. La estructura íntima del basamento de la sierra de El Gigante, San Luis. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 3: 1-10, Mendoza.
- Gardini, C. y Costa, C., 1987. Geología de la sierra de El Gigante, Provincia de San Luis, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 43-46. Tucumán.
- Hames, W. E., 1994. Report on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations for samples from the vicinity of the Sierras Pampeanas, Argentina. Cambridge Laboratory for Argon Isotopic Research, Department of Earth, Atmospheric and Planetary Science, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge. 18 p. (inédito).
- Humphrey, H. y Scheepers, D., 1993. Polimetamorphism and isobaric cooling of pelitic schists from the Annex sulphide deposit, Gordonia Belt, South Africa. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 661-675.
- Laird, J., 1980. Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *Journal of Petrology*, 21: 1-37.
- Miyashiro, A., 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, p. 492. London.
- Puhan, D. and Hoffer, E., 1973. Phase relations of Talc and tremolite in metamorphic calcite-dolomite sediment in the Southern Portion of the Damara Belt (South West Africa). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40: 207-214.
- Spear, F. and Cheney, J., 1989. A petrogenic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101: 149-164.
- Suk, M., 1983. *Petrology of metamorphic rocks*. Elsevier Ed., 322 p.
- Technoesport, 1959. Informe relativo a la explotación geológica de las materias para la fabricación de cemento en El Gigante. Dirección de Geología y Minería de San Luis, Carpeta N° 499, 52 p. (inédito).
- Thebault, J. y Zabalúa, J., 1973. Yacimiento de caliza en la zona de El Gigante, San Luis. Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería de San Luis, Carpeta N° 435, (inédito).
- Thompson, A., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 401-424.
- Thompson, A. y England P.C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism their influence and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 929-955.
- Varela, R. y Dalla Salda, L., 1993. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del tercio sur de la sierra Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (3): 271-275
- Yardley, B., 1993. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Group UK Limited 248 p. England
- Winkler, H., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Blume. ed. p. 346. Madrid.

Recibido: 21 de febrero, 1996

Aceptado: 6 de mayo, 1997

El sinforme de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina

Roberto MARTINO¹, Alina GUERESCHI¹ y Mauricio GIAMBASTIANI²

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

²Dirección de Geología y Minería de la Provincia de Córdoba, Av. H. Yrigoyen 401, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *The Sierra Blanca overturned synform fold: petrology and structural evolution, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.* On the eastern slope of Sierra de Comechingones near Las Caleras, a group of metasedimentary rocks, predominantly composed of calcodolomitic marbles and metapelites, associated with orthogneisses and granitoids, are grouped in three tectonic domains. Marbles and associated gneisses crop out in the uplifted basement wedge of Sierra Blanca, bordered by, El Saucesito and Viejo Almacén lineaments. A set of antiforms and synforms, dominated by an overturned tight synform fold with a S3 axial plane oriented N 336°/20° E and an axis N 134°/24°, is outlined by marbles. Marbles and gneisses, whose parageneses are Fo + Di + Cal + Dol and Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil + Kfs respectively, would have reached granulite facies conditions during the metamorphic peak M2. During this event was developed the main S2 fabric under a strong non-coaxial deformation regime at the 'internal zone' of a late Precambrian collisional orogen.

Introducción

En las primeras estribaciones orientales de la sierra de Comechingones se encuentran afloramientos importantes de mármoles dolomíticos (Roqué 1974; Angelelli *et al.* 1980; Brodtkorb *et al.* 1981), entre los cuales cabe destacar el yacimiento cercano a la localidad de Las Caleras de Calamuchita, cuyas coordenadas geográficas aproximadas son 64° 31' long. O y 32° 23' lat. S, situado a 18,6 kilómetros al noroeste de la localidad de Berrotarán y a 110 kilómetros al sur de la ciudad de Córdoba (Fig. 1). Se accede al área de estudio por la Ruta Nacional N° 36 hasta la localidad de Berrotarán; de allí por la Ruta Provincial E-63 se llega a la localidad de Las Caleras (Fig. 1).

La estructura de estos mármoles dolomíticos y gneises asociados no es bien conocida hasta el momento. A través de análisis fotogeológicos, Roqué (1974) interpretó al conjunto litológico aflorante como un pilar tectónico, dudando de que se trate de una estructura plegada. Por otro lado, Quintana Salvat (1981), usando la misma metodología, postuló la presencia de un sinclinal volcado, destacando que "...en campaña esta estructura es muy difícil, sino imposible de individualizar, sobre todo por tratarse de una estructura plegada volcada. Esto hace aparecer al conjunto calizo-esquistoso en una disposición

homoclinal". Brodtkorb *et al.* (1981) consideraron que los mármoles dolomíticos y metamorfitas asociadas forman un pilar flanqueado por fallas, en el que los mármoles tienen una estructura homoclinal con buzamientos hacia el este.

En este trabajo se muestra que los mármoles dolomíticos, junto con los gneises biotíticos granatíferos asociados, afloran a modo de una gran cuña de basamento, limitada por dos lineamientos: El Saucesito al este y Viejo Almacén al oeste (Giambastiani y Martino 1991), formando un bloque de basamento levantado denominado sierra Blanca, que se hunde hacia el sur en los sedimentos modernos del valle de La Cruz (Fig. 2A). Internamente, las rocas de este bloque, junto con otras aflorantes hacia el este, están estructuradas como una serie de sinformes y antiformes cuyos ejes se van horizontalizando hacia el este, donde los afloramientos quedan cubiertos por los sedimentos modernos del Valle de La Cruz. La estructura más conspicua a escala 1:25000, representativa de estos pliegues y denominada aquí 'estructura mayor', es un sinforme isoclinal volcado con plano axial en la zona de flancos buzante hacia el este (N 336°/20° E) y eje general con dirección e inmersión hacia el sudeste (N 134°/24°), producto de una compleja evolución que involucra dos grandes estadios, el primero de metamorfismo y deformación, y el segundo sólo deformacional.

El objetivo de este trabajo es caracterizar la estructura de la región, definir la litología y estimar las condiciones físicas aproximadas de formación del complejo metamórfico aflorante, integrando la información obtenida en un ensayo evolutivo general.

Por último, cabe destacar que el área seleccionada constituye un buen ejemplo donde es posible combinar criterios estructurales, petrológicos y presencia de niveles litológicos contrastados que pueden ser usados como guías para deducir de una manera más o menos detallada la evolución general de este sector de la sierra de Comechingones.

Metodología de estudio

Se realizó un estudio fotogeológico de un sector de 68 km², en el que afloran rocas del basamento ígneo-metamórfico, aplicando una metodología particular para este tipo de problemas expuesta en otro trabajo (Giambastiani y Martino 1991) y cuyo resultado es el mapa de la Fig. 2A (reducción del original de escala 1:25000), donde se destacan ocho unidades litológicas: cubierta moderna, gneises biotíticos granatíferos (variedad foliada y maciza), ortogneises biotíticos granatíferos, granitos biotíticos, mármoles, intrusivos hipabisales y anfibolitas (esta última litología no se marca por razones de escala). Son agrupados en 3 Dominios Tectónicos (D. T.) que son, de este a oeste: D. T. "B", plegado; D. T. "S", foliado y D. T. "M", macizo, configurados por las sucesivas fases de deformaciones dúctiles y frágiles que actuaron en la región (Fig. 2A).

El análisis estructural se llevó a cabo principalmente en el Dominio Tectónico "B" (plegado), estableciéndose 55 estaciones de observación, toma de datos estructurales y muestreo para petrografía, esta última llevada a cabo con lupa binocular y microscopio petrográfico. Se confeccionó, además, la sección estructural A-A'.

Petrología

Mediante el análisis fotogeológico y el control de campo se han identificado ocho unidades litológicas, de las cuales se describen petrográficamente los cinco tipos litológicos dominantes (Fig. 2A).

Gneises biotíticos granatíferos

Constituyen la unidad litológica dominante en el complejo metamórfico de este sector de la Sierra de Comechingones (Guereschi 1994). En fotografía aérea tienen tonos grises y una típica textura lineada

producto de la acción de la erosión sobre los planos de foliación, los que condicionaron su modelado dando geoformas en crestas y monturas, alargadas según el rumbo de esos planos. Los contactos con las restantes unidades litológicas son netos. Son comunes las venas de cuarzo, que forman pliegues intrafoliares desenraizados.

Son rocas de color gris, de grano medio a fino y con bandeado composicional. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate, sillimanita, apatita, circón y opacos. El feldespato potásico y la sillimanita aparecen en forma esporádica; los granates se concentran en las capas más félsicas ricas en plagioclasa y no se reconoce muscovita primaria en las rocas estudiadas. La textura es granolepidoblástica, con buena foliación dada por la

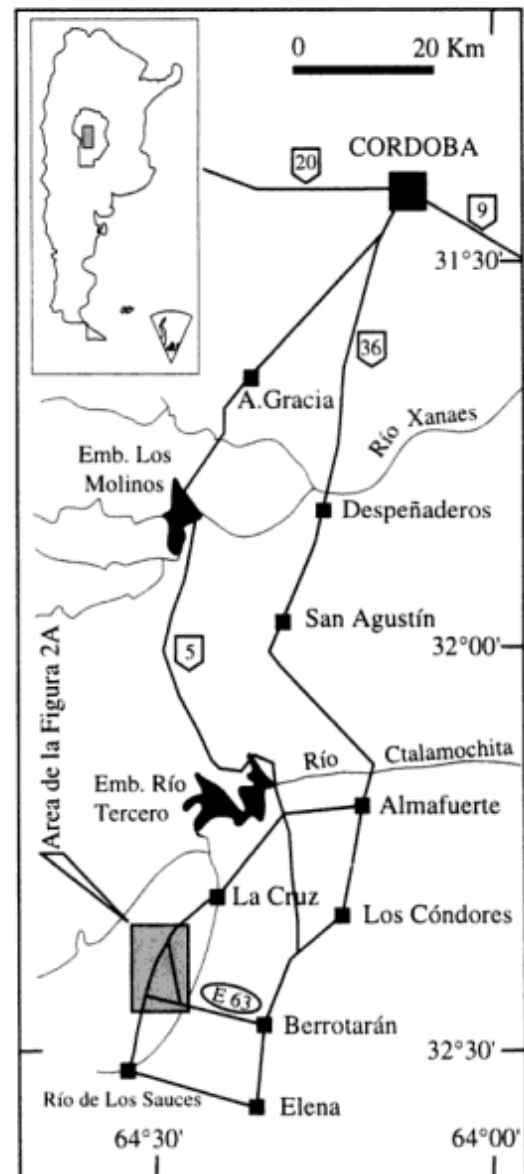


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona estudiada (rectángulo grisado).

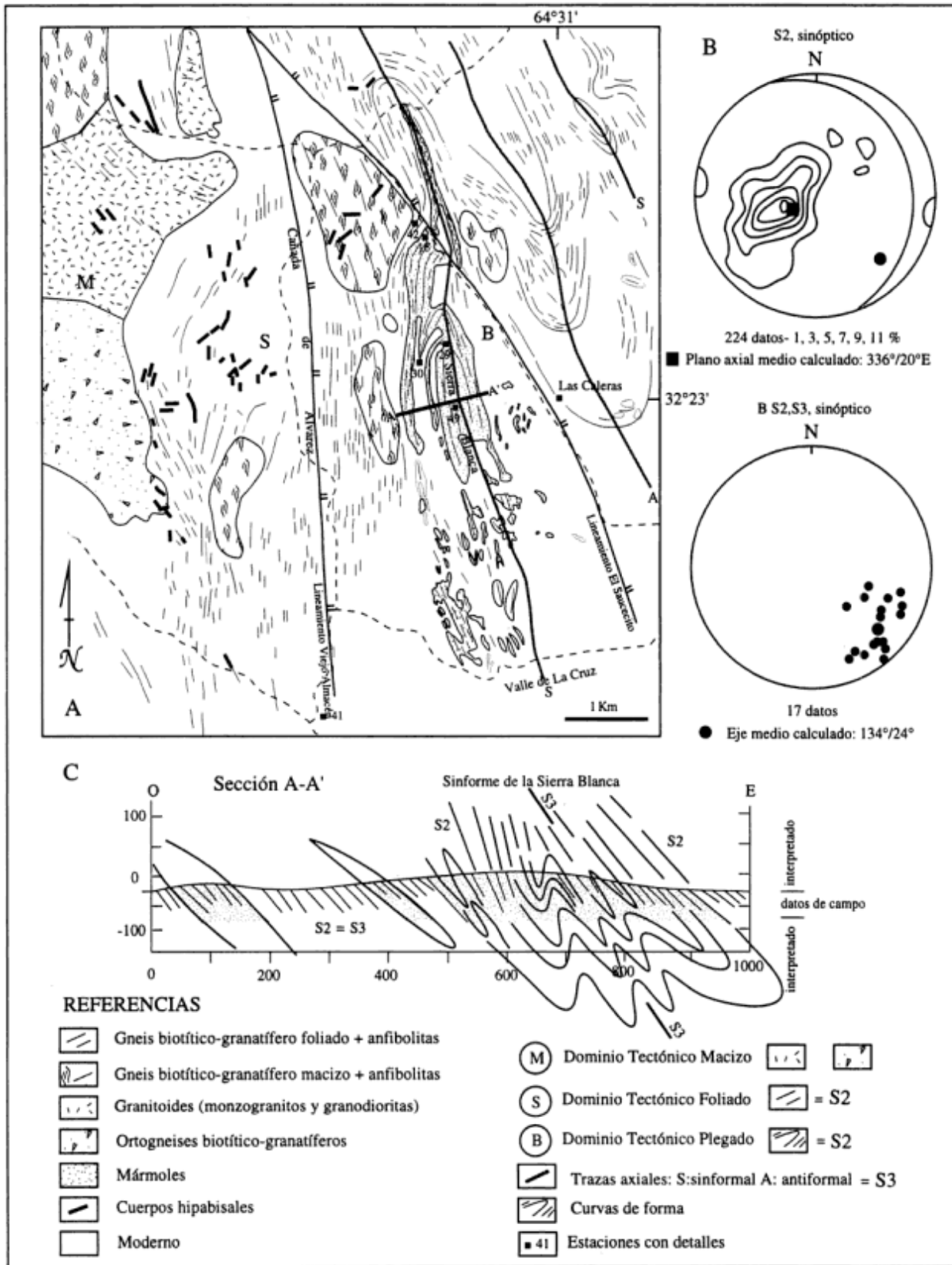


Figura 2: A, Mapa geológico de la sierra Blanca y alrededores. Se muestran las distintas litologías y estructuras principales. B, Diagramas estereográficos equiareales (hemisferio inferior) sinópticos de la foliación S₂ y de los ejes de pliegues B₂-S₃ del sinforme isoclinal volcado. C, Sección geológica-estructural A-A' en la parte central del sinforme isoclinal volcado.

orientación preferencial de la biotita y de agregados de cuarzo elongado con forma de cinta.

Estas rocas muestran variaciones transicionales hacia gneises biotíticos granatíferos macizos, con la misma composición mineralógica pero sin foliación visible, o con una foliación muy grosera e irregular (Fig. 2A). En la figura mencionada se han aislado como afloramientos independientes, ya que desde la fotografía aérea son claramente distinguibles del resto de los gneises.

La paragénesis de estas rocas integrando las distintas observaciones petrográficas es: Qtz + Pl + Bt + Grt ± Sil ± Kfs (símbolos minerales según Kretz, 1983).

Ortogneises biotíticos granatíferos

Estas rocas afloran en el sector oeste del área estudiada formando cuerpos de contornos irregulares aunque bien delimitados. Fotogeológicamente se distinguen por su tono gris y textura rugosa gruesa, ligeramente anisótropa, formando pequeñas lomas levemente alargadas. Afloran en forma de bochas y los contactos con las rocas encajonantes pueden ser transicionales o netos.

Son rocas de color gris y grano medio a grueso. En general, su estructura es maciza, aunque pueden tener una foliación grosera y poco marcada. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita y granate. Esporádicamente aparecen feldespato potásico y sillimanita. En menor proporción se encuentran apatita, circón y opacos.

La textura general es blasto-granular y/o granoblástica, de grano medio a grueso. La plagioclasa es el mineral que conserva más aspecto ígneo, formando cristales tabulares de hasta 5 mm de largo, con maclas polisintéticas acunadas y con inclusiones de cuarzo goticular, biotita y apatita. La paragénesis observada en estas rocas es Qtz + Pl + Bt + Grt.

Si bien no se dispone de análisis químicos para determinar más precisamente su protolito ígneo, las características petrográficas y de yacencia de estas rocas son similares a las de los ortogneises biotíticos granatíferos de áreas cercanas, que forman parte de la misma secuencia y que fueron caracterizados químicamente (Guerreschi 1992; Guerreschi y Baldo 1993).

Granitos biotíticos

Ocupan el sector noroeste del área cartografiada. Se distinguen fotogeológicamente por sus tonos grises claros a blancos y la textura rugosa gruesa y poco uniforme, con la clásica fracturación y los lomos de ballena. En los sectores periféricos, debido a una

relación de contacto transicional con el encajonante metamórfico presentan patrones de afloramiento intermedios entre el granito y los gneises; aún así es posible reconocer el cuerpo granítico en función de geoforras típicamente abochadas.

Son rocas granudas, a veces algo porfíricas, de colores blanco-grisáceo a gris rosado. Es común encontrar enclaves de gneises biotíticos granatíferos de tamaños decimétricos en los sectores periféricos del granito, además de filones primarios, miarolas y concentraciones nodulares de cuarzo lechoso.

Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, fenocristales tabulares de microclino y biotita como minerales dominantes. Entre los accesorios se encuentran apatita, circón, monacita y turmalina; accidentalmente se observan granate y sillimanita. La textura es holocristalina granular hipidiomórfica con tendencias porfíricas. Modalmente pueden clasificarse como monzogranitos y granodioritas biotíticas.

Mármoles

Afloran en la porción oriental del área estudiada, formando un importante cuerpo plegado con un rumbo NNO, cuya estructura se tratará con detalle más adelante (*cf.* Estructura mayor). Fotogeológicamente los mármoles se distinguen por sus tonos blancos a grises claros, con texturas bandeadas y suaves, en contacto neto con los gneises asociados.

La presencia de minerales calcosilicatados hace que el cuerpo sea muy resistente a la erosión, formando una loma alargada norte-sur denominada sierra Blanca. Estos cuerpos se disponen en bancos alternados de composiciones contrastadas, intercalados a su vez con gneises biotíticos granatíferos y anfibolitas.

A partir del estudio petrográfico y del teñido de secciones pulidas, los mármoles se pueden clasificar en:

(a) Dolomíticos: de colores blanquecinos, grano medio a grueso y microestructura granular. Están compuestos casi totalmente por dolomita, con calcita subordinada, y son pobres en accesorios calcosilicatados. Se destacan por su fetidez al golpe de martillo, producida probablemente por la presencia de H₂S. Entre los accesorios se encuentran flogopita, tremolita, escasa serpentina, clinocloro, apatita y opacos. Localmente aparecen minerales de cobre (calcosina) con pátinas color turquesa (malaquita, Brodtkorb *et al.* 1981).

La textura es granoblástica gruesa, suturada e inequigranular, con partes porfiroclásticas. Algunas muestras ricas en dolomita desarrollan una textura que puede ser descripta como en 'manto y núcleo' (*core-mantle*; White 1976; Nyman *et al.* 1992). Se observa un núcleo de dolomita (porfiroclasto), con rasgos de

deformación intragranular, rodeado por un manto granoblástico de nuevos granos más pequeños de dolomita. Se interpreta a esta textura como producto de la granulación y recristalización postmetamórfica de la dolomita debido a la deformación. Las principales paragénesis son: Dol + Phl ± Cal y Dol + Tr ± Cal.

(b) Calcodolomíticos: generalmente con estructura bandeada y de grano medio, con alternancia de bandas blancas, amarillentas, verdosas y pardas, producto de la distinta concentración de los minerales calcosilicatados. Están compuestos por cantidades similares de dolomita y calcita, ya sea distribuidas uniformemente o en bandas separadas. Los principales minerales calcosilicatados son forsterita, diópsido, tremolita y flogopita. Localmente pueden encontrarse clinocloro, espinelo, apatita y opacos. La serpentina es común en todas las muestras.

La textura es granoblástica suturada e inequi-granular, aunque algunas muestras tienen tendencia porfiroblástica. La textura en 'manto y núcleo' de la dolomita es poco frecuente. En ciertos casos se distingue una foliación bien desarrollada, dada por la orientación preferencial de las láminas de flogopita, generalmente concentrada en bandas. Las principales paragénesis son Cal + Fo + Di + Dol, Cal + Fo + Di + Dol + Spl y Dol + Cal + Phl, en tanto que las asociaciones retrógradas son Srp + Chl y Srp + Chl + Tr.

Anfibolitas

Estas rocas no tienen resolución fotogeológica a la escala de las fotografías aéreas utilizadas, por lo que

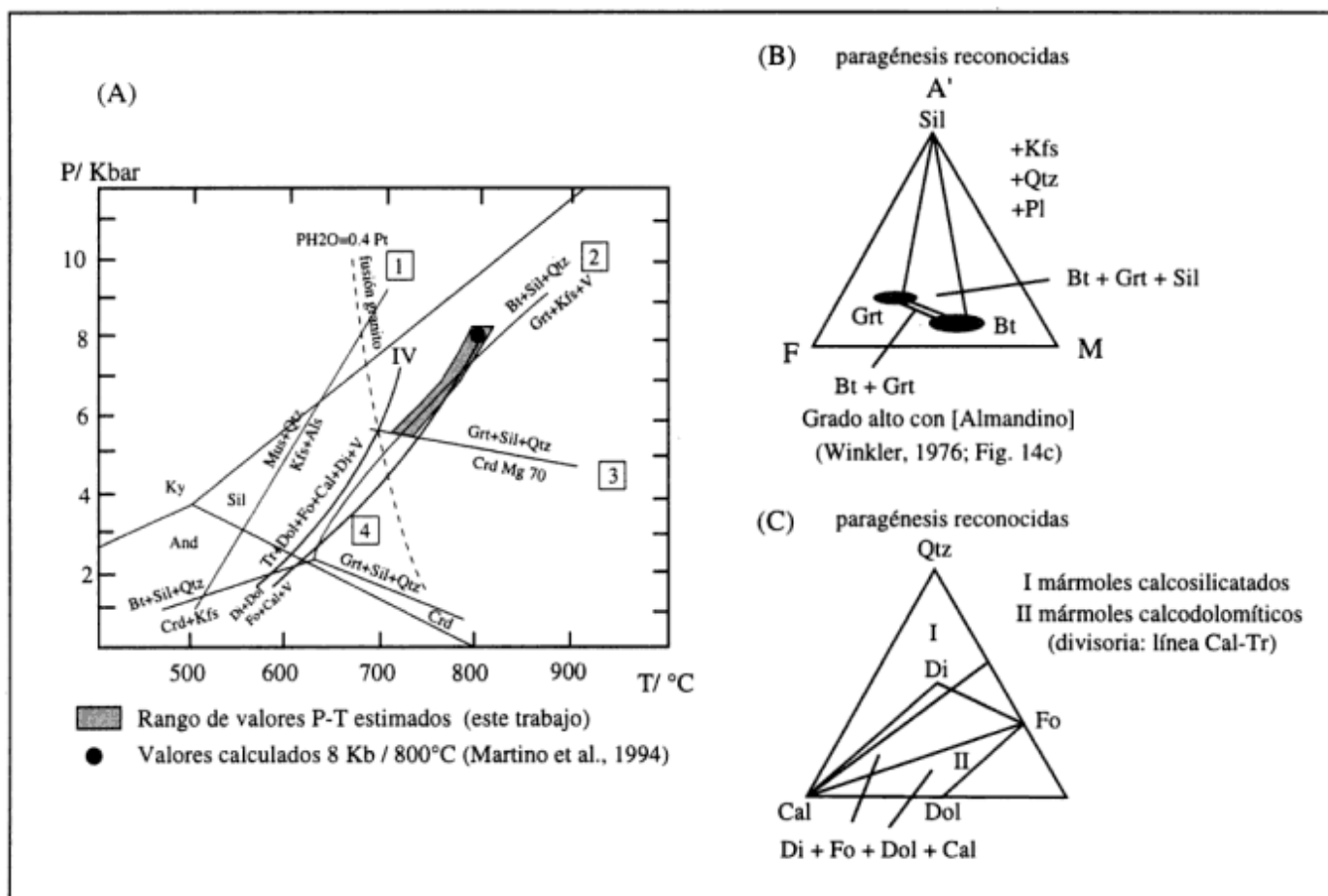


Figura 3: A, Grilla petrogenética con la proyección de las curvas de equilibrio de las principales reacciones reconocidas en los mármoles y gneises asociados. Los cuadrados numerados del 1 al 4 se corresponden con las reacciones descritas en el texto y las curvas se han extraído de los siguientes autores: (1, 2 y 3) Holdaway y Lee (1977); (4) Käse y Metz (1980). La faja encerrada por la curva de estabilidad de la paragénesis Tr + Dol + Fo + Cal + Di + V, correspondiente al punto invariante isobárico IV, y la curva de la reacción Di + Dol = Fo + Cal + V, representa las condiciones de estabilidad de la paragénesis Fo + Cal + Di + Dol. La curva (3) marca la relación Mg / Mg + Fe = 70 en las cordieritas de Córdoba (Gordillo 1979). Se seleccionaron las curvas correspondientes a $P_{H_2O} = 0.4 P$, debido a que las rocas estarían en facies de granulitas. La intersección de la curvas (2) y la faja de la reacción (4) indica el rango de las condiciones P-T estimadas para el área (faja grisada). El círculo negro representa los valores P-T calculados en gneises aledaños (Martino *et al.* 1994). B y C, Triángulos paragenéticos esquemáticos con las paragénesis reconocidas en los gneises y mármoles del área.

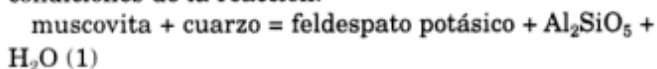
no se han discriminado en el mapa de la Fig. 2A. Fueron reconocidas en campaña como bancos alargados y poco potentes, intercalados entre los gneises y mármoles. Se trata de rocas de color verde oscuro y grano medio a fino, con buena foliación y leve bandeado.

Están compuestas principalmente por hornblenda, plagioclasa y diópsido. En pequeñas proporciones pueden encontrarse cuarzo, biotita, apatita, titanita e ilmenita. Además, como productos retrógrados se observan actinolita, epidoto y calcita. La titanita se encuentra formando coronas alrededor de la ilmenita. La textura es granonematoblástica, con foliación bien desarrollada, dada por la orientación preferencial de los prismas de hornblenda. La paragénesis principal es Hbl + Pl + Di + Ilm, mientras que la asociación retrógrada es Ttn + Ep + Act + Cal.

Estimación de las condiciones metamórficas

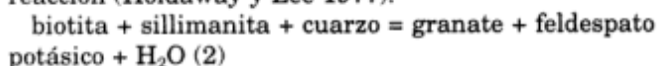
Se discutirán las condiciones del metamorfismo para las rocas del área haciendo uso de dos composiciones globales significativas petrogenéticamente (pelitas y dolomías silíceas) y de las relaciones texturales establecidas para gneises y mármoles, litologías que se adscriben a los sistemas mencionados. Las condiciones metamórficas que se discutirán corresponden al pico del evento metamórfico principal M2 y pertenecen a las paragénesis formadas concomitantemente con la foliación S2 del evento deformacional D2 (véase más adelante Ensayo evolutivo).

Se ha dicho más arriba que la litología dominante dentro del área cartografiada en la Fig. 2A son los gneises biotíticos granatíferos. El hecho de que estas rocas no posean muscovita primaria y que en algunos sectores se reconozca la paragénesis Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil + Kfs, indicaría que se han rebasado las condiciones de la reacción:



reacción que se halla dentro de la isograda de la sillimanita en su parte más alta, llamada 'segunda isograda de la sillimanita' o 'zona de Sil + Kfs' (Fig. 3A; Winkler 1978, 1979; Turner 1981).

La paragénesis Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil + Kfs representaría las condiciones de estabilidad de la reacción (Holdaway y Lee 1977):

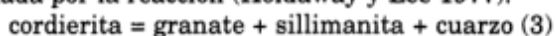


Las relaciones de tres fases representadas en un diagrama triangular A'FM esquemático y proyectando desde el feldespato potásico (rocas sin muscovita), para las paragénesis reconocidas Grt + Sil + Bt y Grt + Bt, se muestran en la Fig. 3B.

La presencia común de la asociación Grt + Bt y

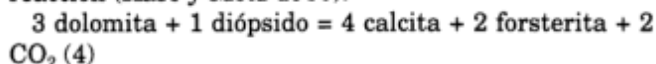
esporádicamente de la asociación Grt + Bt + Sil, indicaría variaciones composicionales del sedimento original, probablemente pelitas muy bajas a bajas en alúmina; situación también apoyada por la ausencia de muscovita, mineral que habría sido consumido totalmente, desplazando la reacción (1) hacia la derecha (productos).

Winkler (1978, 1979, Fig. 14.11c) considera a la paragénesis Qtz + Pl + Bt + Grt + Sil + Kfs característica de gneises pelíticos en 'alto grado con [almandino]'. Esta paragénesis es la de mayor presión de la 'secuencia de zonas' propuestas por el autor mencionado para las rocas pelíticas, habiéndose rebasado las condiciones de estabilidad de la cordierita dada por la reacción (Holdaway y Lee 1977):



Las relaciones Mg / Mg + Fe de cordieritas en rocas regionales de cerro Pelado, adyacentes al área de estudio, dan valores promedio de 0,726 (Gordillo 1979), por lo que se eligió la curva de Mg 70 como límite inferior de las condiciones de presión alcanzadas en el área (Fig. 3A).

La otra litología importante son los mármoles, en los que se identifica la paragénesis dominante: Cal + Fo + Di + Dol (Fig. 3C), paragénesis en equilibrio de la reacción (Käse y Metz 1980):



Esta reacción se produce a temperaturas cercanas a los 700° C y a altas concentraciones de CO₂ (> 0,5) para el metamorfismo de presiones intermedias o barroviario (Winkler 1979). Es de destacar que la reacción divariante (4) se representa por una faja (Fig. 3A) dentro de la cual se establece la paragénesis Cal + Fo + Di + Dol, siendo su límite izquierdo la curva que representa las condiciones del punto invariante isobárico IV (Winkler 1978), cuya paragénesis es Tr + Dol + Cal + Di + Fo + vapor (Fig. 3A).

Según Bucher y Frey (1994) los mármoles con forsterita indicarían infiltración de fluidos ricos en H₂O a temperaturas inferiores a los 800° C ó condiciones de la facies de granulitas (T > 800° C, 8 kb). No hay evidencias de campo que indiquen lo primero, ya que la forsterita se encuentra asociada al plano S2 de foliación principal y no se la ha observado asociada a fracturas o venas. En consecuencia, nos inclinamos a considerar la presencia de forsterita en estos mármoles como indicadora de condiciones de facies de granulitas.

Si comparamos las condiciones de los mármoles con aquéllas de las pelitas vemos que son consistentes, indicando ambas litologías condiciones de altas temperaturas y presiones intermedias. La intersección de la reacción (2) con la faja de la reacción (4), ambas reconocidas texturalmente, marcaría las condiciones aproximadas en las cuales se habría producido el desarrollo conjunto de dichas reacciones (faja grisada

en la Fig. 3A), tomando como valores mínimos de presión los establecidos por Gordillo (1979) en base a una cordierita con Mg 70, como se dijo anteriormente. Los datos cuantitativos disponibles de áreas cercanas, para los mismos gneises, indican presiones de 8 kb y

temperaturas de 800° C (Martino *et al.* 1994), los que fueron tomados como límite superior de la faja grisada.

Las condiciones indicadas por dicha faja son más que suficientes para producir anatexis en rocas pelíticas. El hecho de que no se hayan detectado evidencias de

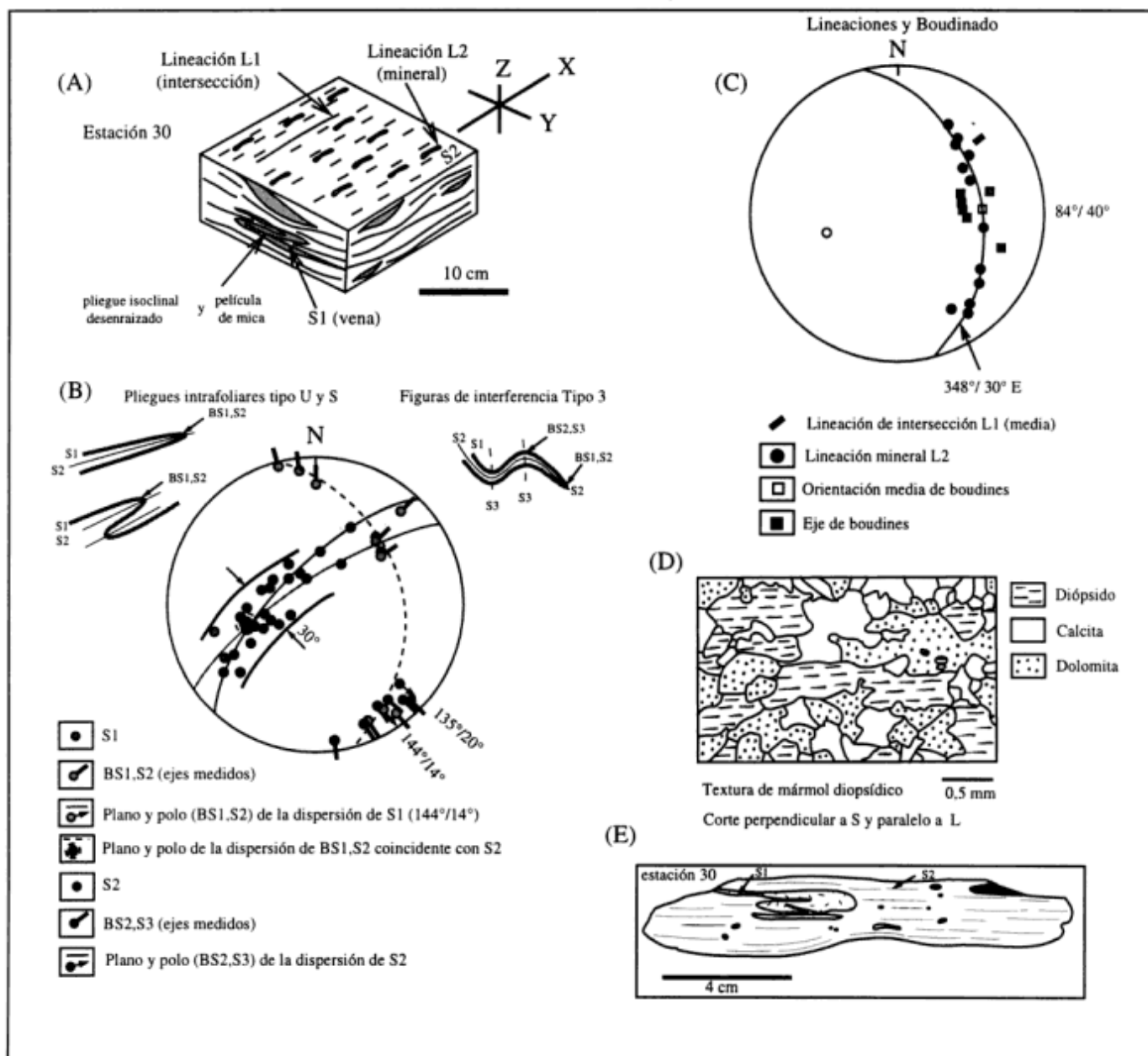


Figura 4: A, Esquema ilustrando la relación subparalela de las lineaciones reconocidas: L₁, de intersección, producto de la intersección de S₁ con S₂, marcada por el contraste composicional, cuarzo-feldespática en S₁ y biotítica en S₂. L₂ está dada por blástesis mineral: alargamiento de los cristales de granates en gneises y orientación paralela del eje c del diópsido en mármoles. B, Diagrama estereográfico equiareal (hemisferio inferior) mostrando la foliación S₁, plegada intrafoliarmente (pliegues tipo U y S, isoclinales); notar la dispersión de los ejes B_{S1,S2} dentro del plano de foliación dominante S₂. El plegamiento coaxial posterior genera figuras de interferencia Tipo 3 al superponerse a los pliegues intrafoliares. C, Diagrama estereográfico equiareal (hemisferio inferior) mostrando las lineaciones de intersección (N 48°/28°) y minerales dispersas en el círculo máximo N 348°/30° E. Notar que el boudinado medio N 84°/40° es perpendicular a B_{S2,S3} (cf. Fig. 2B). D, Esquema textural de un mármol diopsídico, a partir de una fotomicrografía, mostrando orientación preferente cristalográfica y en la forma de granos de diópsido elongados paralelamente a la lineación mesoscópica L₂. E, Detalle a partir de una fotografía de la estructura interna de los gneises mostrando el plegamiento intrafoliar desenraizado de la foliación S₁ totalmente transpuesta dentro de la foliación principal S₂.

fusión parcial puede deberse a que los gneises biotíticos granatíferos no tienen una composición adecuada para fundirse (pelitas bajas en alúmina). Cabe agregar que tampoco se han encontrado en los gneises evidencias petrográficas de desestabilización de la biotita que indiquen condiciones de fusión sin fase acuosa presente (*vapor absent melting*). La desestabilización de la biotita en presencia de cuarzo se produce a $T > 800^\circ \text{C}$, condiciones que de acuerdo a los datos cuantitativos máximos de temperatura para el área no se habrían alcanzado.

Guerreschi (1992, 1994) ha hallado y descrito diatexitas cordieríticas derivadas por fusión de rocas de composición pelítica, en contacto con los gneises biotíticos granatíferos, a menos de 5 km al oeste de la zona objeto de este estudio, corroborando que cuando las rocas tienen composición y condiciones adecuadas se producen migmatitas anatéticas (*cf.* Gordillo 1984).

La ausencia de ortopiroxeno en las anfibolitas puede deberse a razones composicionales o a que no se alcanzaron las condiciones de temperatura, ya que el hipersteno aparece por encima de los 800°C (*ortopiroxeno-in*; Spear 1993). Además, bajo las mismas condiciones de presión y temperatura, migmatitas máficas, anfibolitas y granulitas máficas pueden estar íntimamente asociadas en el terreno, dependiendo de la composición de la fase fluida presente (Bucher y Frey 1994). Es decir que no se puede definir el límite entre las facies de anfibolitas y las facies de granulitas solamente sobre la base de rocas máficas, debiéndose recurrir a otras composiciones como las metapelitas y los metacarbonatos, como se hizo en el presente trabajo.

Como conclusión se puede decir que los mármoles y los gneises asociados habrían alcanzado condiciones de las facies de granulitas, tal como lo evidencian, por un lado, las paragénesis de las dos litologías principales aflorantes y, por el otro, su comparación con datos petrográficos y cuantitativos de zonas cercanas.

La obtención en el futuro de datos cuantitativos para las paragénesis observadas en el área de sierra Blanca permitirá precisar las condiciones metamórficas estimadas en este trabajo, las cuales se basan en deducciones texturales objetivas que se asignan a reacciones minerales específicas en dos tipos composicionales contrastados, tales como son los gneises y los mármoles.

Estructura

Nos concentraremos en la estructura de los mármoles y gneises asociados, ya que está bien expuesta y pueden realizarse mediciones estructurales en ella, mientras que el resto de la estructura, principalmente el sector oriental de la Fig. 2A, sólo se

percibe por transparencia desde la fotografía aérea, deduciendo de esta última su geometría general.

La estructura mayor: el sinforme isoclinal volcado de la sierra Blanca y pliegues asociados

La estructura más conspicua a escala 1:25000 y denominada aquí 'estructura mayor', es reconocible desde la escala macroscópica a la mesoscópica como un pliegue y no como un homoclinal. Este pliegue no es un sinclinal volcado sino un sinforme isoclinal volcado, con plano axial S_3 en la zona de flancos buzante hacia el este ($N 336^\circ/20^\circ E$) y eje general con dirección e inmersión hacia el sudeste ($N 134^\circ/24^\circ$). Este sinforme se encuentra asociado a juegos de antiformales-sinformales cuyos ejes se van horizontalizando hacia el este, donde los afloramientos quedan cubiertos por los sedimentos modernos del valle de La Cruz (Figs. 2A y 2B). Puede verse que inmediatamente al este de la sierra Blanca los gneises siguen con curvas de forma abiertas en forma de V y luego pasan a un patrón cerrado de forma oval (*cf.* borde oriental Fig. 2A). Esta última parte de la estructura se deduce por transparencia de la foliación S_2 a través de la cubierta moderna, siendo este hecho fácilmente reconocible por medio de las fotografías aéreas. Así, desde el Lineamiento Viejo Almacén hacia el este se reconoce un conjunto de tres pliegues de longitud de onda de un kilómetro y amplitudes de quinientos metros aproximadamente, en un conjunto sinformal-antiformal-sinformal, siendo el más evidente y mejor expuesto el sinforme de la sierra Blanca.

La zona de charnela de la estructura sinformal tiene repliegues internos muy complejos, generando pliegues policlinales a escala mesoscópica, cuyos múltiples planos axiales coalescen en un único plano en la zona de flancos. Este plegamiento tiene geometrías tipo M groseras; en cambio, los flancos desarrollan pliegues de arrastre asimétricos, principalmente en el flanco invertido, que tienen geometrías tipo Z vistos hacia el sur (véase más adelante).

El sinforme isoclinal volcado es puesto en evidencia por el plegamiento de una foliación metamórfica denominada aquí S_2 y definida por la orientación de los minerales metamórficos en gneises biotíticos granatíferos y en mármoles. En los gneises la foliación S_2 está definida por el bandeamiento composicional y por los planos (001) de la biotita que se disponen paralelos a dicha foliación. En los mármoles esta foliación está definida por la presencia de agregados de minerales calcolsilicatados dispuestos en capas y la orientación de los planos (001) de la flogopita. Cabe agregar que el granate y el diópsido crecen alargados en el plano de foliación metamórfico, paralelos a una lineación visible en el campo y denominada L_2 . Paralelamente a S_3 no hay desarrollo de foliación.

Las estructuras previas y concomitantes a la conformación del sinforme isoclinal volcado quedan registradas respectivamente como relictos o como deformaciones sobreimpuestas a la foliación S_2 . Los datos de orientación de la foliación S_2 y su dispersión alrededor de los ejes B_{S_2, S_3} han sido compilados en los diagramas sinópticos de la Fig. 2B. Esos ejes se obtuvieron por medición directa de pliegues menores y por deducción mediante diagramas π de dispersiones locales de la foliación S_2 relacionadas al pliegue mayor.

Las estructuras menores

a. Previas a la formación del sinforme isoclinal volcado

Pliegues intrafoliares. Se han reconocido en los gneises biotíticos granatíferos encajonantes y en capas finas de anfibolitas intercaladas en los mármoles una serie de pliegues intrafoliares isoclinales desenraizados (Figs. 4A y E), de escala decimétrica, tanto simétricos como asimétricos, llamados aquí 'tipo U' y 'tipo S' respectivamente. En los gneises se identifican como pliegues que afectan a venas o capas ricas en cuarzo, con una lámina pelicular de biotita separando los flancos de los mismos. Los planos axiales S_1 de estos pliegues son paralelos a S_2 mientras que los ejes B_{S_1, S_2} se dispersan en el plano mencionado siguiendo un círculo máximo en la red estereográfica (Fig. 4B), reflejando un estilo de plegamiento similar y un mecanismo de plegamiento por cizalla (Ramsay 1967; Ghosh 1993). Otra causa de esta dispersión se discute más adelante.

Es posible observar sobre el plano S_2 una lineación denominada L_1 ($N 48^\circ/28^\circ$) producida por la intersección de los flancos de estos pliegues intrafoliares con el plano mencionado (Figs. 4A y C).

Lineaciones minerales. Tanto en los mármoles como en los gneises biotíticos granatíferos se reconocen lineaciones minerales, denominadas aquí lineaciones L_2 (Figs. 4A y 4C), desarrolladas durante el proceso metamórfico principal (M2) que controló la blástesis mineral.

En los mármoles, los minerales accesorios se concentran en varillas (*rods*) discontinuas paralelas a L_2 ; al microscopio estas varillas son agregados policristalinos elongados de diópsido con el eje cristalográfico c paralelo a la mencionada lineación mesoscópica visible en el campo (Fig. 4D). En los gneises es común ver cómo los granates se alargan paralelos a L_2 formando pequeños racimos o ristras. En ambas litologías las lineaciones son penetrativas y se resaltan en los planos S_2 debido al efecto erosivo.

La orientación de la lineación observada en las distintas litologías se dispersa en el plano de foliación

S_2 , siguiendo en la red un círculo máximo (Fig. 4C). Como hemos visto más arriba, el patrón de dispersión de los ejes B_{S_1, S_2} de los pliegues intrafoliares es análogo al patrón de dispersión de las lineaciones minerales L_2 (Fig. 4B). Se puede deducir de este hecho que las lineaciones L_2 son paralelas a los ejes B_{S_1, S_2} y por ese motivo se pueden clasificar como lineaciones minerales 'tipo b' (Mattauer 1976; Marshak y Mitra 1988).

Teniendo en cuenta las características mencionadas en párrafos anteriores para S_2 , la lineación mineral asociada y el paralelismo que guarda esta última con las charnelas de los pliegues intrafoliares, junto a la geometría de éstos, puede deducirse que la generación de S_2 se habría producido bajo condiciones de fuerte deformación no coaxial durante el pico metamórfico M2. Las estructuras lineales, tanto los ejes de pliegues intrafoliares como las lineaciones L_2 , serían así paralelas al eje X del elipsoide de deformación.

Otra posible causa de la dispersión según un círculo máximo, tanto de las lineaciones minerales L_2 como de los ejes B_{S_1, S_2} , podría obedecer a rotación pasiva alrededor de los ejes B_{S_2, S_3} durante la generación de las estructuras plegadas mayores. El curvamiento de las

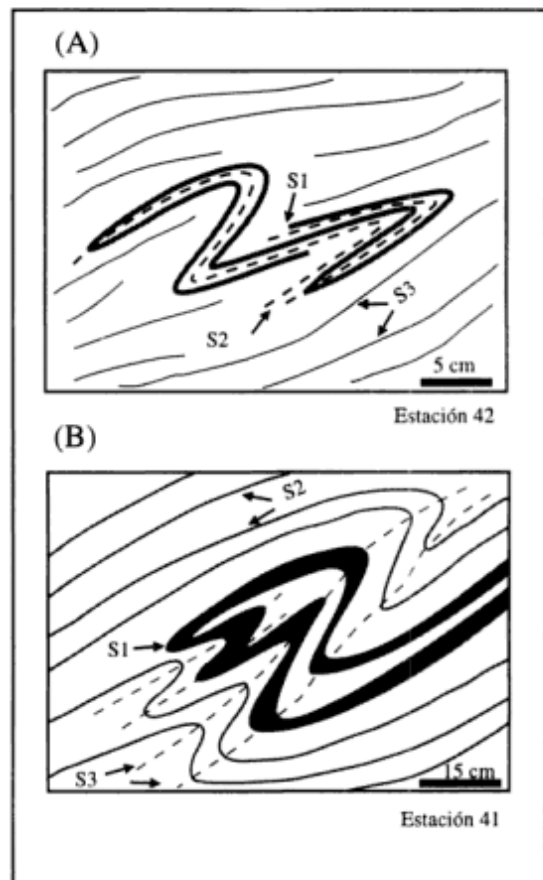


Figura 5: A y B, Figuras de interferencia Tipo 3 puestas en evidencia por venas en gneises y por la foliación plegada en mármoles, indicando un plegamiento casi coaxial, cerrado a isoclinal, de los pliegues intrafoliares tipo U y S.

lineaciones L_2 alrededor de las charnelas B_{S_2, S_3} no se ha observado; L_2 es particularmente visible en la zona de flancos de la estructura plegada mayor.

b. Concomitantes a la formación del sinforme isoclinal volcado

Figuras de interferencia. Se trata de figuras de interferencia de Tipo 3 (Ramsay 1967; Ramsay y Huber 1987), difíciles de reconocer, que se ponen en evidencia por las venas en gneises y por la foliación plegada en mármoles. La longitud de onda del plegamiento que se superpone es pequeña, variando desde el centímetro hasta varios decímetros (Fig. 5).

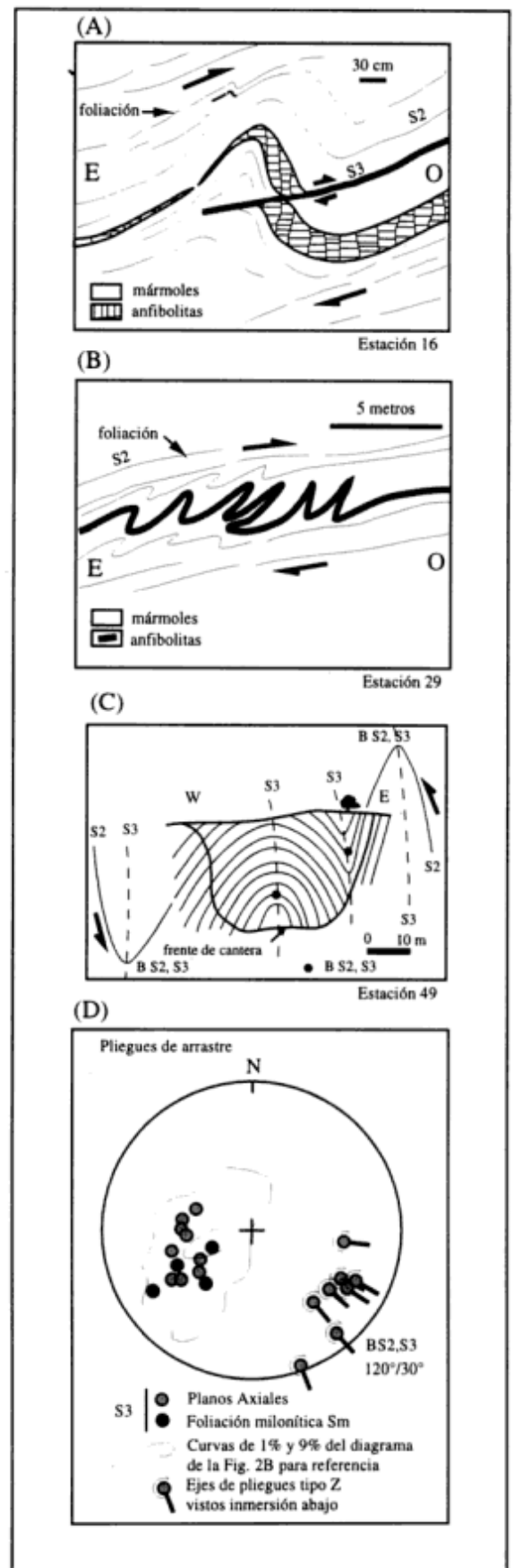
Estas figuras registran un plegamiento casi coaxial, cerrado a isoclinal, de los pliegues intrafoliares tipo U y S descritos más arriba. Esta falta de coaxialidad está indicada por los ejes de dichos pliegues B_{S_1, S_2} , los que se dispersan en un círculo máximo y no se mantienen paralelos a los ejes B_{S_2, S_3} , consecuencia esperada dado que los pliegues intrafoliares estaban orientados de distinta manera cuando sobrevino el plegamiento mayor que afectó a S_2 .

A pesar de este desvío de la coaxialidad, no se han detectado hasta el momento figuras de interferencia transicionales entre los Tipo 2 y Tipo 3, como sería de esperar. Probablemente esto se deba a que el ángulo entre ambos trenes de ejes es muy bajo, pudiéndose corroborar esto por el ancho de la guirnalda de dispersión que no supera los 30° (Fig. 4B).

Los valores medidos de la foliación S_1 , S_2 y de los respectivos ejes B_{S_1, S_2} y B_{S_2, S_3} se muestran en la Fig. 4B. Puede notarse también que el último de los ejes nombrados es paralelo al eje del sinforme mayor, indicando que ambas fábricas lineales se habrían desarrollado al mismo tiempo. Es posible observar también que la deformación puede ser localmente muy intensa, haciendo casi paralela a S_2 con S_3 (Fig. 5A).

Boudinage. Está bien desarrollado, sobre todo en los mármoles, y se pone en evidencia por la interrupción de las bandas ricas en minerales accesorios, principalmente agregados de tremolita. Pueden observarse

Figura 6: A, Pliegues asimétricos asociados a pequeños corrimientos de limbo frontal (*forelimb thrusts*) con vergencia oeste; esquema a partir de una fotografía. B, Pliegues asimétricos intrafoliares tipo Z, con aspecto ptigmático, afectando a un gneis granatífero; esquema a partir de una fotografía. C, Pliegues de arrastre con longitudes de onda del orden de la decena de metros en un frente de cantera. D, Diagrama estereográfico equiareal (hemisferio inferior) mostrando la orientación de los pliegues de arrastre (asimétricos de tipo ptigmático y pliegues asociados a los corrimientos pequeños) de ejes B_{S_2, S_3} . Nótese la concentración de los mismos alrededor del eje del sinforme (*cf.* Fig. 2B). Los planos axiales y la foliación milonítica S_m se encuentran dentro de los límites de dispersión de la foliación S_2 , indicando el control de ésta sobre S_3 .



también sobre el plano de foliación S_2 como pequeñas ondulaciones allí donde se encuentra el cuerpo principal del *boudin*. En los gneises se observa interrupción de las venas, las que quedan como cuerpos lenticulares. Cuando la densidad de venulación es muy grande, el conjunto adquiere un aspecto flamiforme.

Estas estructuras tienen una orientación predominante $N 84^\circ/40^\circ$ y estarían genéticamente ligadas al aplastamiento por disminución progresiva del ángulo interflancos y paralelización de los flancos de los pliegues mayores generadores de S_3 . Los *boudines* son groseramente perpendiculares al eje principal del sinforme volcado, lo que indicaría extensión paralela al eje del mismo. La geometría general del plegamiento y del *boudinage* asociado recuerda a estructuras generadas por deformación en el Campo 2 de la clasificación de las elipses de deformación (Ramsay y Huber 1983; pág. 66).

Pliegues de arrastre y corrimientos menores. Dentro del flanco invertido del sinforme isoclinal volcado se reconocen una serie de pliegues de arrastre (*drag folds*) que afectan a la foliación S_2 , teniendo un buen registro allí donde se hallan concentraciones en capas de minerales metamórficos o anfibolitas de poca potencia. Estos pliegues tienen longitudes de onda decimétricas a métricas, son asimétricos y tienen estilo ptigámico, con formas de Z (Figs. 6A y B, mirando inmersión abajo hacia el sur). En otros casos los pliegues de arrastre afloran con longitudes de onda del orden de la decena de metros (Fig. 6C). Esta deformación plegante puede dar lugar a la formación de fallas relacionadas al plegamiento (Fig. 6A), formando verdaderos corrimientos a escala de la decena de metros. Dada la localización de los mismos se los ha denominado 'corrimientos menores' y se describen geoméricamente como corrimientos de limbo frontal o *forelimb thrusts* (Butler 1982; Mc Clay 1992).

Milonitización intrafoliar. Esta deformación por cizalla simple también está fuertemente controlada por

la foliación S_2 la que se ve plegada o milonitizada, reconociéndose principalmente en las venas cuarzo-feldespáticas de los gneises biotíticos granatíferos, venas que adquieren formas de ojos asimétricos pisciformes, acompañados por pliegues asimétricos en

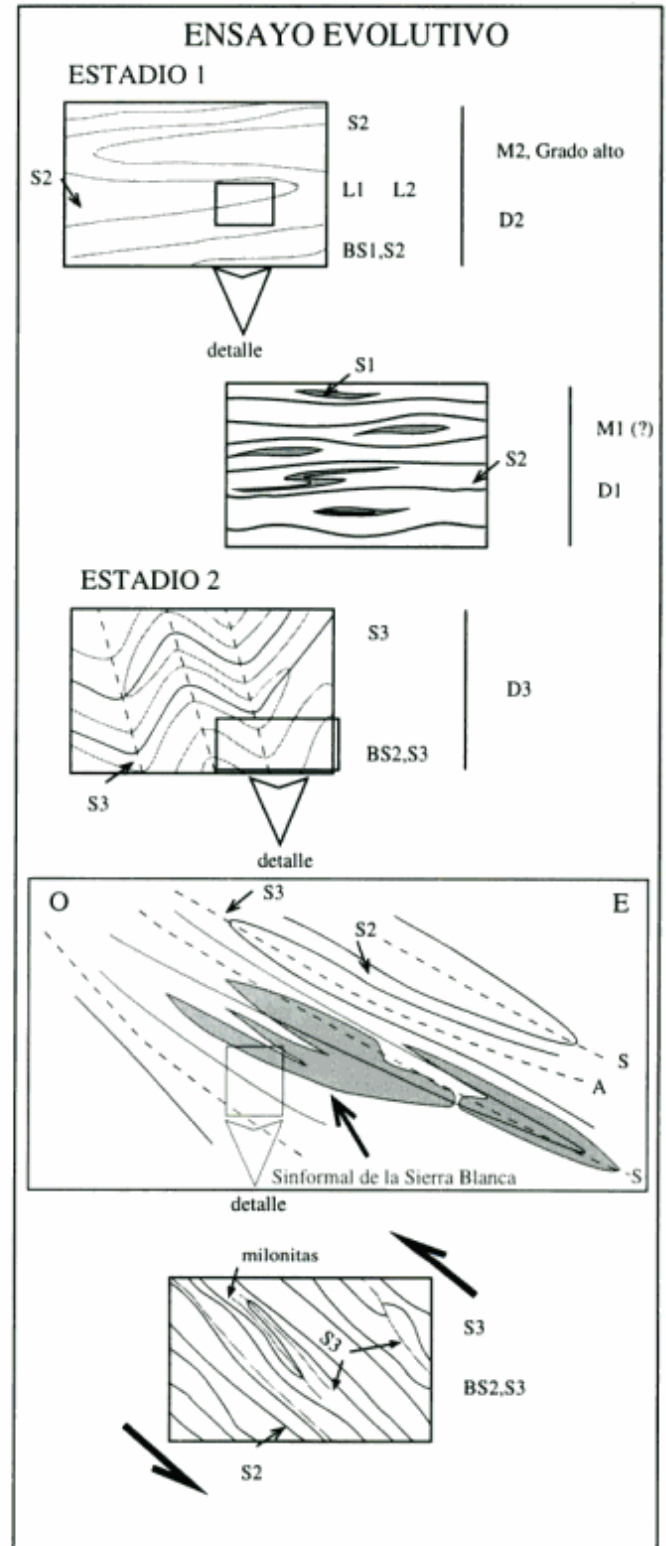


Figura 7: Ensayo evolutivo general del sinforme volcado. Estadio 1: una foliación metamórfica S_1 es plegada isoclinalmente (D2) durante un metamorfismo de grado alto (M2), produciendo una blástesis mineral generalizada que desarrolla la foliación S_2 y una lineación mineral L_2 paralela a los pliegues B_{S_1,S_2} (tipo b). La foliación relictica S_1 de los pliegues intrafoliares se intersecta con el plano S_2 , generando la lineación de intersección L_1 . Estadio 2: plegamiento postmetamórfico intenso, casi coaxial con el primero (D2), alrededor de ejes B_{S_2,S_3} que produce los pliegues mayores, con charnela policlinal y geometrías tipo M, cuyos planos axiales coalescen en un único plano S_3 en la zona de flancos. Plegamiento de arrastre en los flancos generando pliegues tipo Z, mirando hacia el sur, en el flanco invertido. La interferencia entre los dos eventos plegantes generó patrones localizados Tipo 3. Concomitantemente con este plegamiento hay milonitización intrafoliar en la zona de flancos, paralela a S_2 .

la matriz pelítica de las venas. Se han reconocido también dentro de estas rocas granates rotados asimétricos tipo σ , indicando el mismo tipo de deformación. Los planos axiales de estos pliegues asimétricos son oblicuos y de bajo ángulo con respecto a S_2 . Cuando S_2 se milonitiza lo hace paralelamente a dicho plano, desarrollando bandas centimétricas a decimétricas de milonitas de grano fino.

Los ejes de estos pliegues asimétricos y de los pliegues asociados a los corrimientos menores se han denominado B_{S_2, S_3} y están orientados aproximadamente hacia N 120°/30°. Los planos axiales o la foliación milonítica se han denominado S_3 . Puede verse en el diagrama de la Fig. 6D que ambas estructuras planares se encuentran dentro de los límites de dispersión de la foliación S_2 , lo que estaría evidenciando también el fuerte control geométrico que esta última ejerce sobre S_3 .

Ensayo de evolución general del sinforme volcado

De manera simplificada, pueden ordenarse las estructuras descriptas en una secuencia evolutiva esquemática tal como sigue (Fig. 7):

Estadio 1: una foliación S_1 de naturaleza metamórfica (M1) es plegada isoclinalmente (D2); concomitantemente la roca sufre metamorfismo de grado alto (M2) produciendo una blástesis mineral generalizada que desarrolla la foliación S_2 y una lineación mineral L_2 paralela a los pliegues B_{S_1, S_2} (tipo b). La foliación S_1 es relíctica, quedando registrada por los pliegues intrafoliares (tipo U y S). La intersección de esta S_1 relíctica, representada por venas, con el plano S_2 genera la lineación de intersección L_1 .

Estadio 2: posteriormente sobreviene un plegamiento postmetamórfico intenso (D3), casi coaxial con el primero, alrededor de ejes B_{S_2, S_3} que produce los pliegues mayores, ya detectables cartográficamente, con charnela policlinal, con geometrías tipo M, cuyos múltiples planos axiales coalescen en un único plano S_3 en la zona de flancos y plegamiento de arrastre en estos últimos generando pliegues de arrastre tipo Z mirando hacia el sur en el flanco invertido. La interferencia entre los dos eventos plegantes generó patrones localizados Tipo 3, registrados principalmente en gneises. Concomitantemente con este plegamiento hay milonitización intrafoliar, localizada en la zona de flancos, paralela a S_2 .

La estructura principal visible es el sinforme isoclinal volcado donde se encuentran predominantemente los mármoles. Mediante fotointerpretación y por transparencia se puede deducir que se

asocian al sinforme isoclinal volcado una serie de antiformes y sinformes, cuyos ejes se van horizontalizando hacia el este, donde los afloramientos quedan cubiertos por los sedimentos del valle de La Cruz.

Edad

No hay dataciones radimétricas en la zona de la sierra Blanca, pero 10 km al norte, a partir de la localidad de La Cruz (Fig. 1), existen una serie de datos provenientes de gneises biotíticos y rocas asociadas. Utilizando el método K-Ar, Linares y Latorre (1978) indican una edad mínima precámbrica tardía (~570-600 Ma) para el evento metamórfico principal (M2). Ramos (1979) halló valores similares usando el mismo método en la zona de Río Grande, 20 km al norte de la zona de estudio. Estos valores reflejan probablemente edades de enfriamiento, desconociéndose la edad real del pico metamórfico, para lo cual sería necesario recurrir a otros métodos más apropiados para este tipo de rocas (*p. ej.* U-Pb en circón) y a criterios de selección de muestras que tengan en cuenta la evolución térmica y estructural de las mismas.

Sobre la base de los datos disponibles y con las reservas planteadas, asumimos que en el Precámbrico tardío se habrían generado la foliación S_2 durante el pico metamórfico M2 y los pliegues recumbentes del evento D2 en el Estadio 1, así como las deformaciones dúctiles postmetamórficas (D3), contraccionales y puestas en evidencia por el plegamiento recto y fuerte deformación de S_2 durante el Estadio 2.

Es necesario enfatizar que el acontecimiento térmico principal M2 fue previo a la intensa deformación (D3) que produjo los grandes pliegues; esta deformación se llevó a cabo en condiciones de alta ductilidad con fuerte temperatura, ya que no hay generación de foliaciones físicas de plano axial S_3 .

Discusión

La porción de terreno de alto grado descrita en este trabajo ha evolucionado de manera similar a otras áreas descriptas de la sierra de Córdoba, como son corral del Carnero (Martino 1992) y una sección geológica regional a los 32° lat. S, inmediatamente al norte del área que nos ocupa (Martino *et al.* 1995).

Se desprende de lo anterior que existiría, para las diferentes áreas estudiadas, un patrón común de superposición y estilos estructurales que consiste en dos fases de plegamiento importantes y visibles a distintas escalas, seguida por un fenómeno de corrimientos dúctiles de naturaleza contraccional. La

fase de plegamiento D2, ligada al pico metamórfico del evento principal M2, generó pliegues recumbentes sub-horizontales, que luego fueron plegados por la fase D3 reconocible según pliegues rectos subverticales, en una deformación esencialmente postmetamórfica (Martino 1988). Si bien no se ha observado en la zona de sierra Blanca ninguna faja de deformación importante asociada al cambio de dominios plegados a lineales (Fig. 2A), indicando una discontinuidad, sí ha sido posible en otras zonas, como por ejemplo en corral del Carnero. Esto indicaría que la fase de deformación D4 en sierra Blanca no habría sido tan intensa como en las otras áreas sino incipiente. También cabe la posibilidad de que haya sido recrystalizada completamente y sea difícil de reconocer a la escala de trabajo. Es de hacer notar que los sedimentos modernos cubren la zona de cañada de Alvarez, lugar por donde se localiza el Lineamiento Viejo Almacén, impidiendo realizar observaciones en esta zona de cambio de Dominio Tectónico 'B' a 'S' (Fig. 2A). El tipo de evolución descrito no es privativo de las Sierras Pampeanas de Córdoba sino que ha sido reconocido en numerosos terrenos metamórficos de grado medio a alto en diferentes fajas orogénicas (Fyson 1971; Mattauer *et al.* 1983; Sandiford y Wilson 1984; Harley 1989).

Desde un punto de vista geotectónico y haciendo uso de un modelo recientemente propuesto por Kraemer *et al.* (1995), las Sierras Pampeanas de Córdoba estarían formadas por dos dominios geotectónicos distintivos: un dominio 'externo' occidental, caracterizado por una faja plegada y corrida periférica, desarrollada sobre un prisma sedimentario clástico, y un dominio 'interno' oriental, caracterizado por rocas magmáticas y metamórficas de grado alto, asociadas con zonas de cizalla dúctil (Martino *et al.* 1993), desarrolladas a partir de un prisma carbonato-clástico, perteneciente a un margen pasivo adosado al margen occidental del cratón del río de la Plata. Cabe aclarar que el modelo mencionado supone que los rasgos deformacionales identificados en las sierras de Córdoba, principalmente foliaciones y tendencias de plegamiento, reflejan los movimientos relativos de las placas involucradas durante el Proterozoico tardío. Esto último no está debidamente probado ya que no hay datos actualizados disponibles sobre termobarometría y termocronometría de minerales y fábricas, necesarios para refrendar o cambiar el modelo propuesto, si bien es un modelo más ajustado que los anteriores (*cf.* Kraemer *et al.* 1995 y bibliografía citada allí).

Las rocas estudiadas en este trabajo, que habrían alcanzado condiciones de la facies de granulitas, formarían parte de la llamada zona 'interna' del modelo propuesto. Esta parte de la corteza engrosada durante dicho evento de tipo colisional, es consistente con la secuencia de estructuras y características petrológicas reconocidas en la zona de sierra Blanca.

Conclusiones

Los mármoles y las rocas gnéissicas asociadas habrían alcanzado las condiciones de las facies de granulitas, tal como lo evidencian por un lado, las paragénesis de las dos litologías principales aflorantes y por el otro, su comparación con datos cuantitativos y petrográficos de zonas cercanas.

La generación de la foliación S_2 se produjo bajo condiciones de fuerte deformación no coaxial durante el pico metamórfico M2.

La estructura más conspicua, dominante a escala 1:25000 y denominada aquí 'estructura mayor', es reconocible desde la escala macroscópica a la mesoscópica como un pliegue y no como un homoclinal. Este pliegue es un sinforme isoclinal volcado, con plano axial S_3 en la zona de flancos buzante hacia el este (N 336°/20° E) y eje general con dirección e inmersión hacia el sudeste (N 134°/24°). Este sinforme se encuentra asociado a juegos de antiformales-sinformales cuyos ejes se van horizontalizando hacia el este, donde los afloramientos quedan cubiertos por los sedimentos del valle de La Cruz.

El acontecimiento térmico principal M2 fue previo a la intensa deformación que produjo los grandes pliegues; esta deformación se llevó a cabo en condiciones de alta ductilidad con fuerte temperatura, ya que no hay generación de foliaciones físicas de plano axial S_3 .

Las rocas estudiadas en este trabajo, que habrían alcanzado condiciones de la facies de granulitas, formarían parte de la zona 'interna' de un orógeno colisional de probable edad precámbrica tardía. Esta parte de la corteza, engrosada durante dicho evento colisional, es consistente con la secuencia de estructuras y características petrológicas reconocidas en el área de la sierra Blanca.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al CONICET, organismo que financió los gastos de campaña mediante subsidios enmarcados dentro del PID N° 3-108200/88, y a la Dirección de Geología de la Provincia de Córdoba por el apoyo logístico prestado a través de sus ex-Directores Domingo R. González y Aldo A. Bonalumi.

Se agradece también la lectura crítica del manuscrito por parte de Luis Dalla Salda y Ricardo Mon, así como las sugerencias aportadas por los árbitros de la Asociación Geológica Argentina, quienes han contribuido a mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Fernández, R., 1980. Los Yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Central-Cuyo. Secretaría de Estado de Minería, Anales 19. Buenos Aires.
- Brodtkorb, M., Hillar, N. y Ametrano, S., 1981. Consideraciones genéticas en los bancos de cobre presentes en las canteras de caliza de la "Cañada de Alvarez", Provincia de Córdoba. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 2: 851-861.
- Bucher, K. y Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th. edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 319 p., Berlin.
- Butler, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4 (3): 239-245.
- Fyson, W.K., 1971. Fold attitudes in metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 270: 373-382.
- Ghosh, S.K., 1993. *Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments*. Pergamon Press, 598 p., New York.
- Giambastiani, M. y Martino, R., 1991. Análisis fotogeológico del área de Cañada de Alvarez y alrededores, Dpto. Calamuchita, Prov. de Córdoba. Actas del Segundo Simposio Argentino de Teledetección, Paraná.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 2-44, Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra Grande de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68, 40 p., Córdoba.
- Guereschi, A.B., 1992. Petrografía y caracterización química de las rocas ígneas y metamórficas del borde centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Departamento Calamuchita; Provincia de Córdoba. Trabajo Final, Departamento de Geología Básica de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 140 p. (inédito).
- Guereschi, A.B., 1994. Petrología y estructura de los mármoles y rocas asociadas de las pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, Dpto. Calamuchita, Prov. de Córdoba. CONICET, Informe Final Beca de Iniciación, 144 p. (inédito).
- Guereschi, A.B. y Baldo, E.G.A., 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la Sierra de Comechingones, Córdoba. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 319-325, Mendoza.
- Harley, S.L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Mineralogical Magazine*, 126 (3): 215-247.
- Holdaway, M. J. y Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 175-98.
- Käse, H.R. y Metz, P., 1980. Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites. IV. Equilibrium data for the reaction: 1 Diopside + 3 Dolomite = 2 Forsterite + 4 Calcite + 2 CO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 151-159.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' LS-32° 40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Linares, E. y Latorre, C.O., 1978. Geocronología potasio-argón de las rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 787-794. Buenos Aires.
- Marshak, S. y Mitra, G., 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall, 446 p., New Jersey.
- Martino, R.D., 1988. Geología y Petrología del Basamento Metamórfico de la Región situada al Norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 174 pág. (inédito).
- Martino, R.D., 1992. Estructura de los mármoles de Corral del Carnero, Pampa de San Luis, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 417-421.
- Martino, R.D., Law, R.D. y Simpson, C., 1993. Evidence for orthogonal contractional orogeny in the Pampean Ranges of Córdoba, Central Argentina. *EOS* 74 (16): 302, Baltimore, USA.
- Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guereschi, A., 1994. Thermobarometry at 32°00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, p. A-226, Seattle, USA.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°00' LS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Mattauer, M., 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Ediciones Omega, 524 p., Barcelona.
- Mattauer, M., Collot, B. y Van den Driessche, J., 1983. Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. *Geology*, 11: 11-15.
- McClay, K. R., 1992. Glossary. En: McClay, K. R. (Ed.): *Thrust Tectonic*, pp. 419. Chapman & Hall, London.
- Nyman, M.W., Law, R.D. y Smelik, E.A., 1992. Cataclastic deformation mechanism for the development of core-mantle structures in amphibole. *Geology*, 20: 455-458.
- Quintana Salvat, F., 1981. Fotointerpretación geológica de la zona de Cañada de Alvarez, Departamento de Calamuchita, provincia de Córdoba: un sinclinal volcado. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, 4 (1-4): 237-241.
- Ramos, A.M., 1979. Rocas básicas y gneises asociados en la comarca de Río Grande, Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 143-165. Córdoba.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, 568 p., New York.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*, pp. 1-307. Academic Press, London.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*, pp. 309-700. Academic Press, London.
- Roqué, M., 1974. Aprovechamientos de los yacimientos dolomíticos de la Provincia de Córdoba. Consejo Federal de Inversiones, Informe Final, 90 p. (inédito).
- Sandiford, M. y Wilson, C.J.L., 1984. The structural evolution of the Fyfe Hills-Khmara Bay region, Enderby Land, East Antarctica. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 403-426.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature Paths*. Monograph. Mineralogical Society of America, 799 p., Washington.
- Turner, F.J., 1981. *Metamorphic Petrology. Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*. Second Edition. McGraw-Hill Book, 524 p., New York.
- White, S., 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Serie A*, 283: 69-86.
- Winkler, H.G.F., 1978. *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. H. Blume Ediciones, 346 p., Madrid.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Fifth Edition. Springer-Verlag, 348 p., New York.

Recibido: 27 de febrero, 1996

Aceptado: 6 de mayo, 1997

Génesis de pavimentos de desierto en el ambiente pedemontano del Bajo de la Suerte, noreste del Chubut extraandino

Pablo José BOUZA y Héctor Francisco DEL VALLE

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Centro Nacional Patagónico,
Boulevard Brown s/n, 9120 Puerto Madryn, Chubut*

ABSTRACT. *Genesis of desert pavements in a piedmont environment of Bajo de la Suerte, northeastern Chubut.* The objectives of this study were to determine the factors and processes of desert pavement formation in relation to superficial soil properties and morphological features. The study site is located in a shrubby steppe of northeastern Chubut, where the microtopography consists of mounds beneath shrub clumps, and areas of desert pavements. Surface layers were classified in six superficial soil condition classes in relation to morphological features. The first four classes represent a degradational sequence from better edaphic conditions to desert pavement development. Classes 5 and 6 are forms of accumulation and erosion respectively, produced by rill erosion. The main processes responsible for desert pavement formation are considered to be a combination of: 1) hydric erosion of fine particles by detriment of soil stability, 2) upward migration of coarse particles by alternate shrinking and swelling, freezing and thawing of water, and by uplift of coarse particles from surface as eolian fines are accumulated in shrinkage cracks, and 3) concentration of coarse particles by sheetflow. The higher exchangeable sodium percentage (>10 %) and raindrop impact are causes of a loss of soil stability. The desert pavements studied are considered of mixed type: autochthonous pavements are related to the soil properties and are developed by hydric erosion of the fine particles and upward migration of coarse particles, whereas the allochthonous pavements are formed by importation of coarse particles from elsewhere by sheetflow.

Introducción

Los pavimentos de desierto son rasgos superficiales comunes en los desiertos cálidos del mundo. Se definen como superficies con escasa vegetación, cubiertas por gravas, las cuales pueden estar asentadas o inmersas en la matriz fina del suelo que subyace (Cooke 1970). Estas superficies pedregosas reciben diversos nombres locales como ser: *gibber plains* o *stony mantles* en Australia; *hammada*, *reg* y *serir* en el norte y centro este de África; *gobi* o *sai* en Asia Central y "pavimento del desierto" o "pavimento pedregoso" en los Estados Unidos de Norteamérica.

La mayoría de los pavimentos de desierto se desarrollan sobre superficies casi planas o con pendientes muy suaves como ambientes pedemontanos y terrazas fluviales, en cuyos depósitos coexisten granulometrías de distinto tamaño (Cooke y Warren 1973). En otros casos se desarrollan sobre afloramientos rocosos meteorizados (Sharon 1962; McFadden *et al.* 1987).

Para el estudio de la evaluación de la desertización, los pavimentos de desierto constituyen uno de los indicadores morfológicos más útiles para la identificación de áreas degradadas (FAO 1984).

En la Patagonia extrandina la formación de pavimentos de desierto está fuertemente influenciada por la resistencia del suelo ante la agresividad climática (Castro 1983; Videla y Rostagno 1993; Coronato y del Valle 1993). Por otro lado la eliminación de la cubierta vegetal por acción antrópica, principalmente por sobrepastoreo, constituye un factor desencadenante de la degradación de suelos y de la formación de pavimentos de desierto por erosión eólica e hídrica (Soriano y Movia 1986; del Valle *et al.* 1995).

El objetivo de este trabajo es determinar -en un ambiente de llanura aluvial de pie de monte del noreste del Chubut- los procesos y los factores de formación de pavimentos de desierto en base a la caracterización de las propiedades del suelo superficial y a sus rasgos morfológicos.

Área de estudio

El área de estudio se encuentra en la Depresión Central definida por Page (1987) en la Hoja Geológica 43 g "Bajo de la Tierra Colorada". Localmente la comarca se denomina El Bajo de la Suerte (42°42' S y 66° 10' O) ubicada a 90 km al oeste de la ciudad de

Puerto Madryn, provincia del Chubut (Fig. 1a y b). La unidad geomorfológica sobre la cual se desarrolló el presente estudio, corresponde a un sector representativo de la parte distal de la llanura aluvial de pie de monte ("bajada"), proveniente de las serranías ubicadas al norte del área de estudio. En este

sector los suelos comprenden un complejo de Natrargides típicos y Haplargides típicos y arénicos, que alternan en algunos sectores con Torriortentes típicos. Debido a la dinámica superficial los suelos pueden encontrarse exhumados o enterrados (Súnico *et al.* 1993, 1996). La secuencia de horizontes que

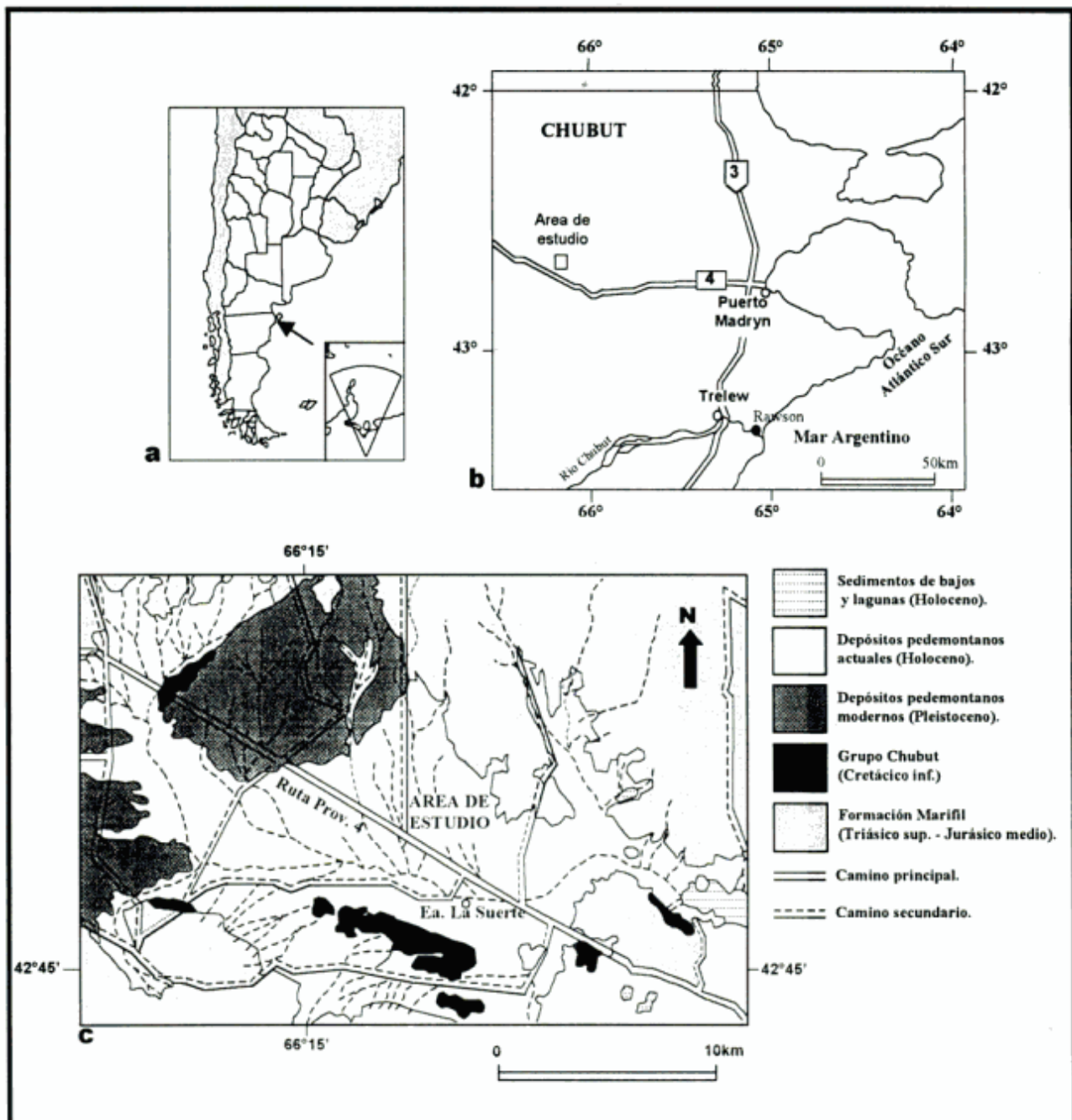


Figura 1: a y b, Ubicación del área de estudio y c, bosquejo geológico adaptado de Page (1987).

comprenden los dos primeros mencionados (del Subórden Argides) puede ser A, Av/2Bt1/3BC/4Cn/5Cn/6Cn y C/2Btb/2Btkb/3Btkb1/3Btkb2/4Chy/5Cky respectivamente.

El material parental de estos suelos incluye las acumulaciones clásticas provenientes de la destrucción de las vulcanitas ácidas de la Formación Marifil de edad Triásico tardío- Jurásico medio (Page 1987) y de las sedimentitas continentales del Grupo Chubut (Cretácico) que afloran en las inmediaciones del área de estudio. La Figura 1c representa un bosquejo, adaptado de Page (1987), de la geología local.

La vegetación corresponde a una estepa arbustiva herbácea que cubre entre el 20 y el 60 % de la superficie. El patrón de distribución de la vegetación está remarcado por el microrelieve, constituido por montículos de suelo asociados a la vegetación arbustiva, que alternan con áreas de suelo con escasa vegetación (entremontículo). Donde la vegetación es prácticamente nula, se desarrollan pavimentos de desierto asociados a horizontes vesiculares (Av). Estos horizontes Av son capas superficiales de no más de 2,5 cm de espesor con una porosidad vesicular dominante y una textura más rica en limos y arcillas que el material parental del suelo que subyace. La esfericidad de las vesículas se debe al entrapamiento del aire del suelo que se expande cuando la temperatura aumenta rápidamente luego de una precipitación (Bouza *et al.* 1993).

El clima en la zona es templado árido. La precipitación media anual estimada es de 149 mm y la temperatura media anual es de 12,8° C, siendo la del mes de enero de 20,3° C y la del mes de julio de 5,2° C (De Fina *et al.* 1968). Durante los años 1993-1994 en el establecimiento Sarasa, ubicado a 45 km al este del área de estudio, se registraron las temperaturas extremas del suelo en distintos sectores del microrelieve y a distintas profundidades (Coronato 1994). Los resultados obtenidos mostraron que hubo 49 días con temperaturas negativas (hasta -12° C). En el suelo desnudo, a 3 cm de profundidad, se registraron 31 ciclos diarios de congelamiento-descongelamiento. Cabe aclarar que, si bien no se cuentan con registros climáticos en el área de estudio, se estima que debido a una mayor continentalidad, la temperatura en el suelo es aún más baja que la obtenida en el establecimiento Sarasa (Coronato 1994).

Los suelos en el área de estudio, como los de la mayor parte de la Patagonia árida y semiárida, son utilizados para el pastoreo ovino.

Métodos

Estudio de campo y determinaciones analíticas

El concepto de condición superficial en pastizales

naturales es usado para expresar los cambios en la composición botánica, en la productividad y en la estabilidad de la superficie del suelo que ocurre cuando el mismo es sometido al pastoreo intenso (Wilson y Tupper 1982). Sin embargo, en los pastizales de regiones áridas, debido a que están sujetos a importantes períodos de sequía, la evaluación de la cantidad y tipo de la vegetación no siempre pueden ser usadas para determinar las condiciones superficiales, siendo necesario para ello basar dicho estudio en las características del suelo (Smith 1979). Greene y Tongway (1989), desarrollaron un método para evaluar las condiciones de un pastizal natural del sureste de Australia, considerando sólo las propiedades del suelo. Estos autores utilizaron atributos morfológicos fácilmente reconocibles en el campo, estableciendo en función de la microtopografía, cuatro clases principales de estabilidad edáfica, desde suelo no erodado, muy estable y con buen desarrollo de capas criptógamas (clase 1), hasta suelo muy inestable, encostrado y con evidencias de erosión (clase 4). En forma similar Eckert *et al.* (1986) en el oeste de los Estados Unidos definieron también cuatro tipos morfológicos de superficie edáfica en relación con la posición microtopográfica y asociadas a diferentes condiciones del pastizal. Los cuatro tipos morfológicos definidos por estos autores son denominados, desde los sectores más elevados del microrelieve: 1) *coppice*, corresponde a las áreas más elevadas del microrelieve, presenta forma semicónica y está asociada con la vegetación; 2) *coppice bench*, es el área próxima a la anterior, de pendiente suave a plana; 3) *intercoppice microplain*, es el sector próximo al anterior, presenta también una pendiente casi plana pero más deprimida y 4) *playette* es el área más deprimida del microrelieve y puede estar rodeada por los tipos morfológicos mencionados. Los tipos 3 y 4 representan las áreas de mayor degradación, con desarrollo de horizontes vesiculares (Av).

En forma similar, para la caracterización del microrelieve en el área de estudio en relación con la dinámica superficial, se estableció arbitrariamente una clasificación morfológica de condiciones superficiales basada en atributos superficiales fácilmente reconocibles en el campo. Los atributos superficiales que se tuvieron en cuenta son algunos de los indicadores morfológicos adoptados por la FAO (1984) para la evaluación de la degradación del suelo. Dichos indicadores morfológicos comprenden aquellos relacionados con la degradación de la cubierta vegetal (cobertura de plantas perennes y de especies forrajeras), por la erosión hídrica (tipo de erosión, presencia de *rills*, cobertura de pavimentos de desierto, descalce de plantas, gravas en pedestal, etc.) y con la degradación física (encostramiento, compactación y pérdida de estabilidad estructural).

En aquellos sectores más representativos, y para las

clases entre 1 y 4 de condiciones superficiales, se extrajeron muestras de suelo a profundidades de 0-1, 1-4, y 4-10 cm de acuerdo con las recomendaciones de Greene y Tongway (1989). Las clases 5 y 6 no fueron muestreadas para sus determinaciones analíticas debido a su baja representatividad y a sus características episódicas.

Las determinaciones físicas y químicas del suelo superficial (fracción <2 mm) se efectuaron de acuerdo con las normas establecidas por Black *et al.* (1965), Richards (1973) y Page *et al.* (1982). Las determinaciones de estabilidad de agregados húmedos (EAH) y secos (EAS) fueron realizadas según los métodos de Kemper (1965) y Toogood (1978) respectivamente. Dichas determinaciones están expresadas por el porcentaje de agregados >2 mm retenidos después de cada tratamiento. La distribución de tamaño de granos de las subfracciones arena se realizó de acuerdo con la escala phi en valores enteros. Para el análisis mineralógico a grano suelto, la separación densimétrica de minerales livianos y pesados se efectuó con bromoformo.

Resultados y discusión

Clases de condiciones superficiales y variables que controlan la degradación del suelo superficial

Se definieron morfológicamente al menos seis clases de condiciones superficiales (Tabla 1). Las cuatro primeras, definidas en el sistema montículo-entremontículo, representan junto con sus propiedades físicas y químicas, una secuencia espacial de deterioro, desde superficies con suelo intacto, denominadas de clase 1 (montículo), pasando por estados intermedios, hasta superficies con extrema degradación o de clase 4 (entremontículo). Similares tendencias fueron encontradas por Greene y Tongway (1989) en pastizales naturales del sureste de Australia. Las clases 5 y 6, ambas de ocurrencia efímera, están asociadas a pequeños *rills* sinuosos. La clase 5 comprende las formas de acumulación arenosa y la clase 6 las formas de erosión. Estas dos últimas clases, si bien corresponden a evidencias de degradación del suelo por erosión hídrica (FAO 1984), constituyen uno de los rasgos morfológicos típicos de los abanicos aluviales de las regiones áridas (Cooke y Warren 1973). La sinuosidad que presentan dichos *rills* está determinada por la muy baja pendiente y resaltada por las características del microrelieve, donde las áreas positivas dadas por los montículos, ofrecen un obstáculo y por lo tanto el desvío de los cursos de agua.

Sólo con fines descriptivos, la Figura 2 a-c muestra a través de transectas el patrón de la distribución en planta de las clases de condiciones superficiales,

causada por la dinámica superficial en un sector representativo de la llanura aluvial de pie de monte (Bouza 1995). Para una mayor representación de la variabilidad espacial, las transectas fueron trazadas en distintas direcciones con respecto a la pendiente local.

La Tabla 2 muestra los valores medios -sobre la base de 30 muestras- de las propiedades físicas y químicas de las clases 1 a 4 de condiciones superficiales.

Los valores de pH no varían significativamente entre clases y en profundidad, considerándose como moderadamente alcalinos, excepto en la clase 2 de 1-4 cm que es ligeramente alcalino.

La distribución de tamaño de partículas y granos muestra un predominio de la fracción arena. Su contenido disminuye hacia la clase 4 a expensas de un aumento de las fracciones limo-arcillosas. El aumento de la fracción arcilla hacia las clases más deterioradas se correlaciona con el balance positivo de las sales solubles (especialmente sodio y cloruros), de la conductividad eléctrica (CE), del porcentaje de sodio intercambiable (PSI) y de la capacidad de intercambio catiónico (CIC).

La tasa de infiltración (Tabla 1) disminuye hacia la clase 4 debido al progresivo incremento de las fracciones limo-arcillosas tanto en sentido lateral como en profundidad.

La estabilidad de los agregados secos (EAS) es una medida comparable con la resistencia del suelo ante el efecto abrasivo del viento. Los valores más altos de esta propiedad se encuentran en la clase 4 (horizonte Av), como en el resto de las clases a la profundidad de 4-10 cm. El aumento de la EAS se relaciona con las más altas concentraciones de arcillas debido a que éstas actúan como cementante de los granos esqueléticos del suelo. Esto es comparable con las determinaciones de Chepil (1955) y Skidmore y Layton (1992) en suelos con un amplio rango de texturas. Estos autores encontraron, mediante ensayos en túneles de viento, que los agregados y costras con un porcentaje entre 20 a 35 % de arcilla resisten más a la deflación que en suelos de textura más arenosa. La resistencia mecánica a la deflación del horizonte Av está favorecida además por el efecto cementante de las sales solubles como las de sodio y cloruros.

La estabilidad de los agregados húmedos (EAH), fue más alta en los suelos de la clase 1 y en general a la profundidad de 0-1 cm de todas las clases. Su correlación con los niveles más altos de carbono orgánico corrobora la importancia de éste para mejorar la estabilidad estructural (Singer 1991). Por otro lado la presencia de capas criptógamas (musgos) que rodean a los montículos (clase 1), sugieren cierta estabilidad de la superficie edáfica. Múcher *et al.* (1988) observaron, en pastizales naturales del sureste de Australia, que la acción estabilizadora de las capas criptógamas, se manifiesta en la retención de precipi-

Tabla 1: Características morfológicas de las clases de condiciones superficiales.

Clases	Atributos morfológicos
1	Cobertura: 30 %. Montículo de suelo intacto, de 4 a 20 cm de espesor. Color: castaño a castaño pálido (10 YR 5/3; 6/3). Textura: arenosa de consistencia suelta. Estructura: masiva. Vegetación: arbustiva (<i>Atriplex lampa</i> , <i>Chuquiraga avellanadae</i> , <i>Larrea divaricata</i> , <i>Lycium ameghinoi</i> , <i>Prosopis alpacato</i> y <i>P. denudans</i>)- herbácea (<i>stipa speciosa</i> , <i>Schisnus barbatus</i> , <i>Erodium cicutarium</i> y <i>Plantago patagonica</i>) muy abundante. Tasa de infiltración: 17,44 cm/hr. Signos de degradación: no presenta, en ocasiones se observan descalces de arbustos por escurrimiento superficial. Clasificación micromorfológica: capas masivas de grano suelto (Bouza, 1995). Límite: abrupto y ondulado, subyace un pavimento de desierto con un Av asociado y debajo de éstos aparece el horizonte 2Bt.
2	Cobertura: 33 %. Se encuentra limitando con la clases 1. Color: castaño pálido (10 YR 6/3). Textura: arenosa de consistencia blanda. Estructura: laminar gruesa débil. Vegetación: herbácea y capas criptógamas. Tasa de infiltración: 2,25 cm/hr. Signos de degradación: erosión hídrica por salpicado (marcas de impactos de gotas de lluvia y capas criptógamas en pedestal), encostramiento superficial débil y escasa pedregosidad. Clasificación micromorfológica: costras sedimentarias (Bouza, 1995). Límite: abrupto y ondulado, subyace el Av y el 2Bt.
3	Cobertura: 7 %. Áreas de suelo con escasa vegetación, aparece un incipiente horizonte Av. Color: gris claro a castaño pálido (10 YR 7/2, 5/3 y 6/3). Textura: franca arenosa, de consistencia friable. Estructura: laminar gruesa débil a moderada. Vegetación: escasas herbáceas (anuales como la <i>Plantago patagonica</i> y <i>Erodium cicutarium</i>) y subarbustivas (<i>Nasauvia ulicina</i> y <i>Acantholippia seriphoides</i>). Tasa de infiltración: 1,20 cm/hr. Signos de degradación: a) erosión hídrica: descalces de subarbustos y pedregosidad; b) degradación física: costras estructurales y por decantación y desagregación por congelamiento. La densidad de gravas del pavimento varía entre 30 y 50 %. Clasificación micromorfológica: costras estructurales vesiculares (horizonte Av) (Bouza, 1995). Límite: abrupto y ondulado, subyace el horizonte 2Bt.
4	Cobertura: 23 %. Áreas de suelo desnudo con pavimentos de desierto y horizontes Av muy desarrollados (de 2,5 cm de espesor medio). Color: gris claro a castaño pálido (10 YR 7/2, 5/3 y 6/3). Textura: franca de consistencia dura. Estructura: laminar gruesa moderada a fuerte. Vegetación: muy escasa a nula representada en algunos pocos sectores por geófitas (<i>Hoffmanseggia sp.</i>). Tasa de infiltración: entre 1,04 a 0,01 cm/hr. Signos de degradación: a) erosión hídrica: pavimentos de desierto; b) degradación física: costras estructurales y por decantación; desagregación y depresiones alrededor de gravas por congelamiento. Las evidencias del congelamiento están dadas por la presencia de cristales de hielo debajo de las gravas de la parte superior del 2Bt y en el límite de éste con el Av. Las partículas gruesas de los pavimentos de desierto se componen aproximadamente de 20 % de gránulos (2-4 mm), 30 % de guija (4-8 mm) y 50 % de guijarro (16 a 64 mm), dominando las fracciones entre 8 a 32 mm. La densidad de partículas gruesas de los pavimentos varía entre 20 y 90 %, encontrándose la mayoría de ellas inmersas parcialmente en la matriz fina del Av. La extensión de los pavimentos de desierto varía desde algunos pocos metros cuadrados hasta los 1000 m ² . Los de mayor extensión (peladales) presentan además partículas gruesas de más de 15 cm asentadas libremente sobre la superficie. Las partículas gruesas se componen de fragmentos de ignimbritas de composición riolítica y en menor cantidad se presentan fragmentos de sílice y fluorita, restos de troncos silicificados no determinados y muy escasos artefactos como lascas y núcleos realizados en material silíceo y volcánico de textura afanítica. Clasificación micromorfológica: costras estructurales vesiculares (Av) (Bouza, 1995). Límite: abrupto y ondulado, subyace el horizonte 2Bt.
5	Cobertura: 1 %. Asociada a pequeños cursos efímeros. Se compone de formas de acumulación arenosa, como barras en punta y longitudinales, depósitos de crevasse y por avulsión. Color: castaño pálido (10 YR 6/3). Textura: arenosa. Vegetación: nula, en ocasiones pueden ser repobladas por herbáceas. Signos de degradación: constituye una evidencia de erosión hídrica por escurrimiento superficial encauzado. En general estos cuerpos arenosos sepultan las clases 2, 3 y 4.
6	Cobertura: 6 %. Comprenden los surcos gravosos, similares a pequeños depósitos de "lag", que se asocian con la clase 5. En ocasiones los surcos se recuestan sobre los montículos de la clase 1. Color: presenta tonalidades rojizas típicas de los fragmentos de rocas de composición riolítica. Textura: gravosa de consistencia suelta. Signos de degradación: esta clase constituye una evidencia de erosión hídrica por flujo encauzado, se observan descalces de arbustos y subarbustos.

taciones tenues (<5 mm) y en la protección del suelo ante las lluvias más fuertes. La EAH de 0-1 cm, se relaciona además por el mayor contenido de carbonato equivalente que actúa como cementante insoluble de los granos esqueléticos del suelo.

Después de un rápido humedecimiento por inmersión, la EAH fue drásticamente reducida, en la clase 4 y en las clases 2 y 3 entre 1 a 10 cm. Esta

disminución se debe al incremento de la presión de aire por entrapamiento del mismo dentro de los poros de los agregados (Kemper *et al.* 1985). Cuando la presión es superior a la cohesión entre las partículas, los poros estallan y los agregados se destruyen con la posterior dispersión de los coloides. Como consecuencia de ello se produce el colapso de la estructura y en el caso de la clase 4, se forma un horizonte Av.

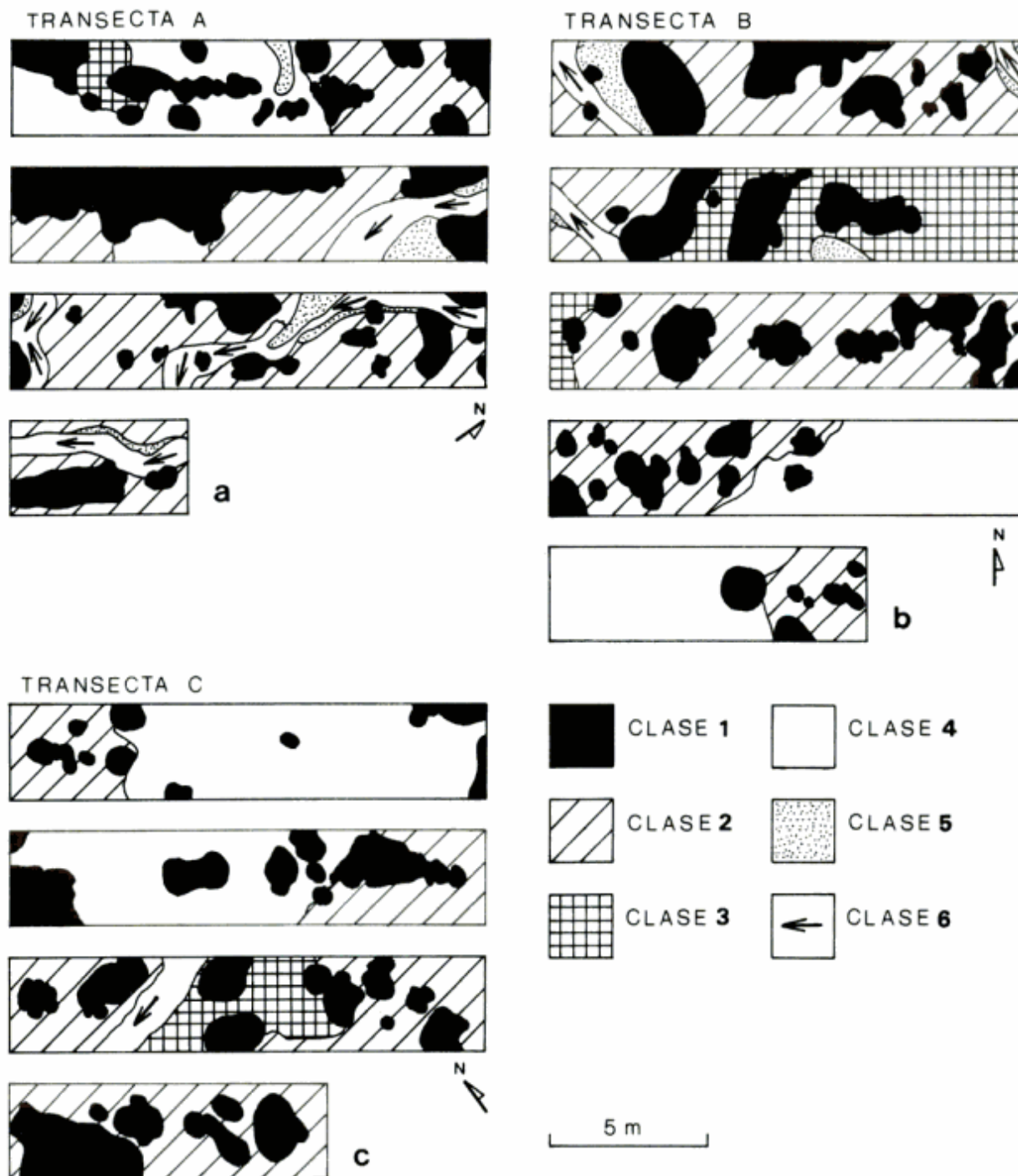


Figura 2: Patrón de distribución de las clases de condiciones superficiales; transectas: a, en la misma dirección que la pendiente local; b, transversal a la pendiente y c, oblicua a la pendiente (tomado de Bouza 1995).

Tabla 2: Propiedades físicas y químicas de las clases de condiciones superficiales.

Prof. (cm) → Clases →	0-1				1-4				4-10			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Arena (%)	83,60	85,93	81,23	54,75	87,72	71,09	54,58	37,75	70,13	51,81	50,64	42,70
Limo (%)	9,03	9,69	11,97	20,55	5,81	14,98	20,25	23,05	15,77	27,95	22,30	21,50
Arcilla (%)	7,30	4,38	6,80	31,65	6,46	13,93	25,18	39,20	14,10	20,27	27,07	35,75
EAS (%)	78,46	80,39	87,84	90,81	72,70	96,40	95,36	89,02	90,33	93,01	90,00	92,43
EAH (%)	20,30	7,33	3,14	1,88	5,65	0,62	0,38	0,86	8,16	1,13	0,81	2,18
pH (1:1)	8,19	7,93	8,01	7,97	8,09	7,65	8,07	7,84	8,15	8,08	8,14	7,93
CE (dS/m ⁻¹)	0,93	0,52	0,49	2,42	0,57	0,41	0,48	4,86	0,63	1,44	1,22	12,48
Sales solubles (cmol/kg):												
Ca ²⁺	0,08	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01	0,03	0,01	0,45
Mg ²⁺	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,24	0,01	0,01	0,03	0,03
Na ⁺	0,44	0,35	0,33	1,64	0,26	0,26	0,28	3,54	0,36	0,87	0,97	10,92
K ⁺	0,08	0,02	0,01	0,02	0,06	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
PSI (%)	4,93	10,63	9,49	22,09	5,68	7,54	7,48	21,83	9,78	14,57	14,42	40,74
Carbonatos (%)	26,50	27,53	23,00	22,20	18,30	19,90	18,45	9,90	19,47	20,23	40,50	39,00
Cationes intercambiables (cmol/kg):												
Ca ²⁺	5,49	2,17	2,81	3,88	3,73	3,63	5,19	5,75	4,63	6,56	5,53	7,59
Mg ²⁺	2,09	0,94	1,99	1,08	1,68	1,42	1,28	1,53	2,02	2,28	1,77	2,65
Na ⁺	1,14	1,79	2,73	7,55	1,52	7,10	9,65	17,86	8,93	14,68	15,54	28,09
K ⁺	2,39	1,18	1,45	1,31	2,43	1,54	1,95	1,72	2,96	2,08	2,06	1,21
CIC (cmol/kg)	14,55	9,27	10,48	17,42	12,90	18,35	23,42	31,05	23,04	33,61	33,39	39,99
C.org. (g/kg)	12,97	7,30	5,53	3,63	10,15	4,10	2,70	2,95	5,63	4,13	3,97	5,22
Nt (g/kg)	2,60	1,67	1,73	1,40	1,85	1,33	1,33	1,18	1,78	1,40	1,37	1,57

Esta desagregación de la clase 4 se favorece por la dispersión química de las arcillas debida al elevado valor del PSI y a la baja concentración de electrolitos del agua de lluvia como postulan Levy *et al.* (1986). La dispersión de las arcillas a partir del efecto perjudicial del sodio en la solución del suelo, tiene como consecuencia la reducción de la tasa de infiltración (Churchman *et al.* 1993), tal como ha sido corroborado en las clases 3 y 4. Si bien los valores críticos de PSI en las clases 2 y 3 no superan el 15 %, valor por el cual la sodicidad es perjudicial para el desarrollo de las plantas (Richards 1973), es suficiente para producir dispersión de las partículas y por lo tanto erosión y colapso de la estructura del suelo. Churchman *et al.* (1993), revisando diversos trabajos sobre rangos críticos de PSI, encontraron que los mismos pueden variar de acuerdo con la interrelación de algunas variables, por ejemplo tipo y cantidad de arcilla, pH, Mg²⁺ intercambiable, contenidos de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y materia orgánica. Hebsur *et al.* (1990), citados por Churchman *et al.* (1993), encontraron rangos críticos de PSI entre 11,2 y 22,3 %, argumentando por lo tanto una dificultad para seleccionar un solo valor crítico para todos los suelos.

En las clases 2 y 3 la presencia de descalces de

arbustos, subarbustos y capas criptógamas en pedestal (Tabla 1) sugiere que la dispersión mecánica de las arcillas, provocada por el impacto de la gota de lluvia aún en suelos con bajo PSI, constituye el factor más importante para la desagregación. En la superficie de la clase 4 la dispersión mecánica es atenuada por la protección que ofrece la elevada densidad de gravas del pavimento de desierto

Sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento afectan también la estabilidad de los agregados (Staricka y Benoit 1995). Durante la estación invernal, la presencia en la clase 4 de cristales de hielo debajo de gravas y del horizonte Av, indica la susceptibilidad que posee el suelo al congelamiento, especialmente cuando éste ocurre en texturas francas (Van Vliet-Lanoë 1985). En el área de estudio, Bouza (1995) reprodujo en laboratorio la formación de una capa vesicular (horizonte Av) obtenida por congelamiento. El colapso estructural y posterior formación de vesículas se produce por la expulsión del aire confinado en los agregados durante el descongelamiento. La desagregación es reforzada además por el levantamiento de las partículas del suelo, incluyendo gravas (*piprake* y *frost-heaving*), debido al crecimiento de agujas y lentes de hielo.

Características texturales y mineralógicas

La distribución de tamaños de granos de la fracción arena se muestran en la Figura 3, donde se observa en general una distribución unimodal en el intervalo 250-125 μ (arena fina), seguida de la fracción muy fina. El predominio de estas subfracciones, especialmente en el área de montículos (clase 1), sugiere condiciones eólicas de depositación. Esto último se corrobora además por el bajo contenido de minerales pesados (Tabla 3) debido al equivalente hidráulico de su diámetro. La actividad eólica se correlacionaría con un importante incremento de las condiciones de aridez, luego de un período de mayor humedad y de estabilidad edáfica ocurrida en la región durante el Holoceno medio (Súnico y del Valle 1993). Los montículos formados al resguardo de los arbustos, son luego retrabajados por la dinámica hídrica y eólica superficial.

La fracción liviana está compuesta -en orden de

abundancia- por vidrio volcánico, cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa (entre oligoclasa y labradorita) y fragmentos de vulcanitas ácidas. En general se presentan subredondeados a subangulosos con esfericidad media y alta.

Los vidrios volcánicos, en su mayoría de composición ácida, se concentran mayormente en la clase 1, posiblemente debido a que dichos granos minerales son más susceptibles a la deflación por su baja densidad. En general los vidrios ácidos se presentan en un amplio rango de grados de alteración. Aquellos vidrios ácidos límpidos o con ligera alteración, indican un aporte eólico proveniente de centros efusivos cuaternarios y actuales. En cambio, los vidrios volcánicos ácidos fuertemente alterados (desvitriificados) se relacionan con la Formación Marfil y con el Grupo Chubut

Los granos minerales compuestos están constituidos por fragmentos de rocas volcánicas de textura microgranosa compuesta por agregados de cristales

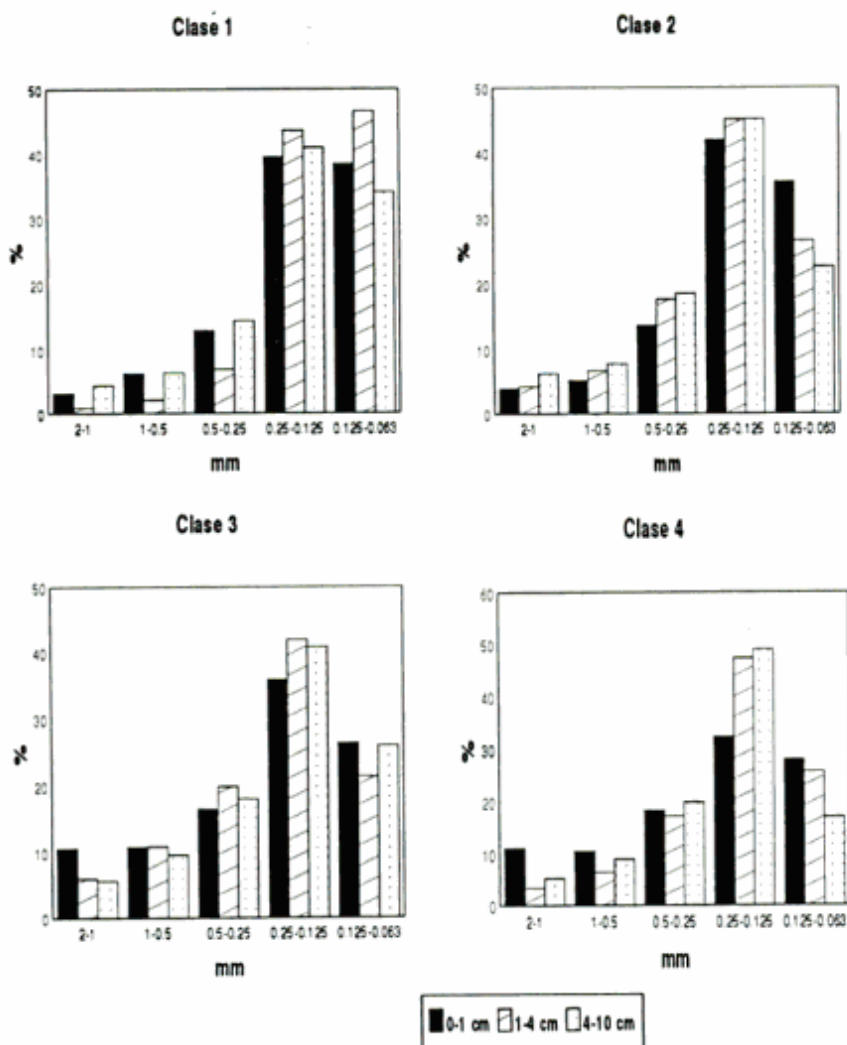


Figura 3: Distribución de tamaño de granos de la fracción arena en las distintas clases de condiciones superficiales.

Tabla 3: Distribución porcentual en peso de minerales livianos y pesados (subfracción arena fina) en las clases de condiciones superficiales.

Clases	Prof. (cm)	Livianos (%)	Pesados (%)
Clase 1	0-1	97,68	2,32
	1-4	98,67	1,33
	4-10	95,01	4,99
Clase 2	0-1	96,58	3,42
	1-4	96,45	3,55
	4-10	69,69	30,31
Clase 3	0-1	95,59	4,41
	1-4	93,99	6,01
	4-10	96,64	3,36
Clase 4	0-1	95,15	4,85
	1-4	96,22	3,78
	4-10	96,11	3,89

anhedrales y subhedrales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con escasos máficos no identificados y opacos. Se observan además fragmentos de pasta felsítica, vulcanitas ácidas porfiríticas, ignimbritas de textura eutaxítica y fragmentos de andesitas.

La fracción pesada está constituida por ortopiroxenos (hipersterno y enstatita), clinopiroxenos (augita y pigeonita), anfíboles (hornblenda, tremolita-actinolita y lamprobolita), opacos y líticos. En muy escasa proporción se identificaron granate, iddingsita, apatito, epidoto, circón y biotita.

De acuerdo con las descripciones de Page (1987), la asociación mineralógica aquí mencionada es similar a la de las unidades geológicas que circundan al área. En su mayoría la fracción arena provendría de las areniscas, tobas y de la matriz arenosa de las psefitas del Grupo Chubut. Los fragmentos de rocas volcánicas de la fracción liviana, corresponderían a las ignimbritas y riolitas de la Formación Marifil, que se encuentran además en la fracción clásica del Grupo Chubut.

Los granos minerales compuestos de la fracción pesada corresponden a vulcanitas de textura glomeruloporfírica, constituida por agregados de cristales subhedrales de piroxenos, anfíboles, opacos, cuarzo y plagioclasa. En conjunto los líticos volcánicos predominan en las clases 1 y 2 texturalmente más arenosas. De acuerdo con los rasgos texturales y composicionales estos fragmentos de vulcanitas posiblemente provengan en parte de dos afloramientos de rocas básicas y mesosilíceas pre-Formación Marifil (Page 1987) ubicados al sureste del área de estudio. El transporte de estos líticos podría relacionarse más a la acción eólica teniendo en cuenta, no solo su mayor participación en la clase 1 (montículos de origen eólico), sino también la distancia de estos

afloramientos y su ubicación con respecto al área de estudio en la dirección de los vientos predominantes.

Los granos de arena, además de haber formado los montículos de la clase 1, habrían sido depositados en parte, junto con los limos y las arcillas, sobre el pavimento de desierto. Esto es debido a la reducción de la velocidad del viento cerca de la superficie, que es favorecida por su rugosidad. Como fuera corroborado por Bouza (1995) mediante el análisis micromorfológico, las arenas finas depositadas en superficie, rellenan las grietas de desecación y los espacios entre las gravas del pavimento de desierto. Dichos clastos son luego incorporados a la matriz del suelo por procesos de contracción y expansión.

Los signos de erosión hídrica en las áreas periféricas a los montículos, indica además el retransporte del material eólico hacia las áreas más degradadas (clase 4). Similares observaciones sobre el aporte netamente eólico de los materiales que componen los horizontes Av fueron realizadas por McFadden *et al.* (1987) en suelos áridos del Desierto de Mojave. Por otra parte la similitud en el color que presenta el material de los montículos y el de los horizontes Av, evidencia un origen común de la mayor parte de los materiales que compone la superficie del suelo.

Pavimentos de desierto - procesos de concentración de gravas

De acuerdo con las propiedades morfológicas, químicas, físicas y mineralógicas del suelo superficial, los procesos propuestos de concentración de gravas que componen los pavimentos de desierto en el área de estudio son: 1) eliminación de partículas y granos por escurrimiento superficial; 2) concentración y redistribución de gravas por flujos mantiformes; 3) migración de gravas hacia la superficie por sucesivos ciclos de humedecimiento y desecación; 4) migración de gravas hacia la superficie por crecimiento de agujas de hielo debajo de las gravas en el material parental del suelo superficial y 5) elevación de gravas hacia la superficie por acreción vertical de material de origen eólico atrapado en las irregularidades del terreno. Dadas las propiedades edáficas expuestas, como así también las características climáticas de la zona, los dos primeros mecanismos mencionados son los más importantes. Para el resto de los procesos sólo se cuenta con registros morfológicos que evidencian cierta participación en dicha concentración de gravas.

1) *Concentración de gravas por eliminación de partículas y granos.* La erosión hídrica juega un papel importante en la concentración de fragmentos gruesos a expensas de la eliminación de partículas y granos del suelo y de los pequeños depósitos de *lag gravels* (clase 6). La baja estabilidad al agua de los agregados,

especialmente los del horizonte Av, indica la disponibilidad de partículas finas para ser luego eliminadas por el escurrimiento superficial, reforzado éste por la baja tasa de infiltración. Como fuera mencionado anteriormente, la desagregación del suelo superficial por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento, constituye otro factor a través del cual las partículas y los granos están disponibles para ser removilizadas por la acción hídrica. Si bien después del descongelamiento dicha desagregación es evidente (Bouza 1995), la misma sería poco significativa dado el restringido número de congelamientos diarios ocurridos durante los meses de invierno.

2) *Concentración de gravas por flujo mantiforme.* En los pavimentos de mayor extensión, la concentración de gravas gruesas, asentadas libremente sobre el horizonte Av, se relaciona con la redistribución por flujo mantiforme de los depósitos de *lag gravels* y de las facies más gruesas que componen los materiales parentales. En forma similar, Williams y Zimelman (1994) observaron este proceso como uno de los mecanismos de formación de pavimentos de desierto en Mojave. Estos autores sugieren que con precipitaciones estivales máximas mensuales entre aproximadamente 35 y 55 mm, pueden generar una corriente capaz de ejercer la suficiente presión sobre una grava para causar rolido y por lo tanto producir pequeños movimientos para formar un concentrado. En este sentido, algunos datos de precipitaciones estivales máximas obtenidos en localidades próximas a la de estudio, dieron valores similares e incluso superiores a los del Desierto de Mojave (CENPAT-Dirección de Recursos Hídricos de la provincia del Chubut 1980; del Valle 1985; Coronato y del Valle 1993).

3) *Migración de gravas por humedecimiento y desecación.* En el área de estudio, Bouza (1995) observó que el proceso de expansión-contracción por humedecimiento y desecación se evidencia por la presencia de grietas de desecación y de frecuentes recubrimientos arcillosos de tensión o *slikenside*. Como fuera mencionado anteriormente las grietas de desecación presentes en el pavimento de desierto se encuentran rellenas con material de lavado y/o eólico debajo de gravas. Esto último, constituye rasgos similares a los descritos por Springer (1958), quien propuso que la migración de gravas hacia la superficie se debe a sucesivos ciclos de humedecimiento-desecación.

4) *Migración de gravas por crecimiento de agujas de hielo (piprake growth).* La presencia de cristales de hielo debajo de las gravas en el límite superior del horizonte 2Bt, sugiere un desplazamiento vertical de dichas gravas hacia la superficie. Si bien el colapso de los cristales de hielo durante el descongelamiento produce el aparente hundimiento de las gravas éstas no vuelven a su posición original y el movimiento neto

es siempre hacia arriba. La Figura 4 muestra depresiones en la matriz del suelo alrededor de las gravas durante el descongelamiento. De acuerdo con Van Vliet-Lanoë (1985), la presencia de este tipo de rasgo evidencia que las gravas fueron extruídas hacia la superficie del suelo deformándolo plásticamente durante el congelamiento. Con el mismo criterio con que se estimó una desagregación por congelamiento-descongelamiento, la migración de gravas por este mecanismo resulta también poco significativo.

5) *Elevación de gravas hacia la superficie por acreción vertical.* Las características texturales y mineralógicas mencionadas anteriormente, sugieren que los materiales que componen los horizontes Av pueden ser de origen eólico y redistribuidos lateralmente por el escurrimiento superficial. El material entrampado en las grietas de desecación es incorporado en la masa del suelo por sucesivos ciclos de expansión-contracción (Bouza 1995). Se produciría entonces una acreción vertical debido al material introducido, manteniendo a las gravas en superficie. Este proceso es similar al modelo de manto acrecional propuesto por McFadden *et al.* (1987) para la formación de pavimentos de desierto y horizontes Av en el Desierto de Mojave.

En base a los procesos de concentración de partículas gruesas y siguiendo los criterios de Cooke y Warren (1973), los pavimentos de desierto del Bajo de la Suerte son clasificados bajo dos aspectos de acuerdo con el área de aporte de los fragmentos gruesos. La concentración de gravas dada en el lugar por procesos de eliminación de partículas finas y en menor medida por los de migración de gravas hacia la superficie, generan pavimentos de tipo autóctono. Por otro lado, un carácter alóctono está determinado por la concentración de gravas ocasionada por flujos mantiformes.

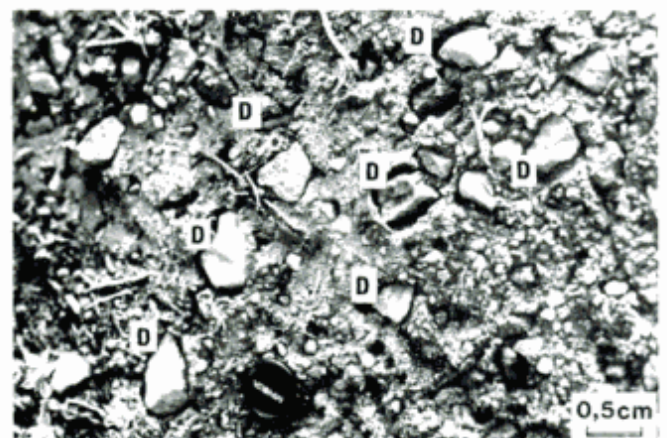


Figura 4: Clase 4 de condición superficial; D: depresiones alrededor de gravas del pavimento de desierto observadas luego del descongelamiento, indicando la extrusión de dichas gravas hacia la superficie por congelamiento (*piprake growth*).

Conclusiones

En el área de estudio los pastizales naturales presentan al menos cuatro clases de condiciones superficiales que responden a diferencias en sus propiedades físicas, químicas y morfológicas que -dependiendo de sus valores críticos- pueden ser usadas como criterios de evaluación de áreas degradadas.

Para el estudio de formación de pavimentos de desierto es importante una caracterización de las propiedades del suelo superficial debido a que controlan los procesos de degradación ante los agentes climáticos.

Se propone clasificar a los pavimentos de desierto del Bajo de la Suerte como de tipo mixto, debido a que presentan características autóctonas y alóctonas.

En los pavimentos de desierto autóctonos, las gravas se encuentran parcialmente inmersas en la matriz del horizonte Av. Los pavimentos de desierto de tipo alóctono, están representados por aquellas áreas de mayor extensión, donde las gravas son más gruesas y se encuentran asentadas libremente sobre la superficie del suelo. La concentración y redistribución de dichas gravas gruesas se deben a flujos mantiformes producidos durante lluvias torrenciales.

Los procesos de concentración de gravas que generan los pavimentos de desierto autóctonos están relacionados con las propiedades físicas y químicas del suelo superficial, debida fundamentalmente a la eliminación de partículas y granos por la acción hídrica. Este proceso se manifiesta por la baja estabilidad de agregados al agua. Dicha desagregación se produce por: a) dispersión química de las arcillas debida al elevado valor de PSI, el cual a partir de las clases 2 de condición superficial, puede tomar valores críticos del orden del 10 % y b) dispersión mecánica de las partículas debida al impacto de las precipitaciones sobre el suelo desnudo sin protección de las gravas del pavimento de desierto, hecho que se evidencia en las clases 2 y 3 por la presencia de descalces de arbustos y subarbustos y capas criptógamas en pedestal.

No se descarta un aporte local de gravas por migración de las mismas hacia la superficie. De acuerdo con los registros morfológicos observados, éstos sugieren que los mecanismos de ascenso de gravas están determinados por: a) humedecimiento-deseccación; b) crecimiento de agujas de hielo y c) acreción vertical dada por el aporte de material eólico e hídrico entrampado en grietas de desecación (contracción) y posteriormente asimilado en la matriz del suelo por la subsecuente humectación (expansión). La efectividad de estos últimos procesos no fue evaluada, constituyendo nuevas metas para estudios posteriores, como así también la cuantificación de la desagregación del suelo por sucesivos ciclos de congelamiento-descongelamiento.

La eliminación de partículas y granos por la acción eólica es minimizada por la resistencia mecánica que ofrece el horizonte Av ante el efecto abrasivo del viento.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio con que se financió el Proyecto "Degradación de suelos áridos en el NE del Chubut: posibilidades de manejo y recuperación", del cual el presente trabajo forma parte.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Black, C. A., Evans, D. D., White, J. L., Ensminger, L. E. y Clark, F. E., 1965. Methods of soil analysis, part 1: Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. American Society of Agronomy, 770 p., Madison, Wisconsin.
- Bouza, P. J., 1995. Evolución de pavimentos de desierto y costras superficiales en un sector del noreste del Chubut: su relación con las propiedades físico-químicas y micromorfológicas del suelo superficial. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 200 p. (inédito).
- Bouza, P. J., del Valle, H. J. e Imbellone, P., 1993. Micromorphological and physico-chemical characteristics of soil crust types of the central Patagonia region, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 7: 355-368.
- Castro, J. M., 1983. Manual para la recuperación de áreas erosionadas en la Patagonia. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), 101 p., Trelew.
- CENPAT-Dirección de Recursos hídricos de la Provincia del Chubut. 1980. Boletín Hidrometeorológico, Provincia del Chubut, segundo semestre, 1976. CONICET-Ministerio de Economía de la Provincia del Chubut, 44 p., Rawson, Chubut.
- Chepil, W. S., 1955. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: IV. Sand, silt, and clay. *Soil Science*, 80: 155-162.
- Churchman, G. J., Skjemstad, J. O., y Oades, J. M., 1993. Influence of clay minerals and organic matter on effects of sodicity on soils. *Australian Journal of Soil Research*, 31: 779-800.
- Cooke, R. U. 1970. Stone pavements in deserts. *Annals of the Association American Geography*, 60: 560-577.
- Cooke, R. U. y Warren, A., 1973. *Geomorphology in Deserts*. University of California Press, 394 p., Berkeley y Los Angeles.
- Coronato, F. R., 1994. Clima del nordeste del Chubut, pp. 13-20. Guía de campo, 7º Reunión de Campo del CADINQUA. Puerto Madryn.
- Coronato, F. R. y del Valle, H. F., 1993. Methodological comparison in the estimate of fluvial erosion in an arid closed basin of northeastern Patagonia. *Journal of Arid Environments*, 24: 231-239.
- De Fina, A., Garbosky, A., Giannetto, F. y Sabella, L., 1968. Difusión geográfica de cultivos índices en la provincia del Chubut. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Publicación N° 110, 56 p., Buenos Aires.
- del Valle, H. F. 1985. Estudio hidrológico de microcuencas para el

- aprovechamiento de aguas de escorrentía. Informe PID-CONICET N° 3-108000/85, (inédito).
- del Valle, H. F., Beeskow, A. M., Coronato, F. R. y Rostagno, C. M., 1995. Evaluación del estado actual de la desertificación en tres segmentos de la Provincia del Chubut. Segmento Noreste, pp 114-126. Proyecto de Cooperación Técnica entre la República Argentina y la República Federal de Alemania Lucha contra la Desertificación en la Patagonia a través de un Sistema de Monitoreo Ecológico, Río Gallegos, Trelew, Puerto Madryn, Bariloche.
- Eckert, R. E., Frederick, J. R., Peterson, F. y Belton, J. T., 1986. Relation between ecological-range condition and proportion of soil-surface types. *Range Management*, 39: 409-414.
- FAO, 1984. Metodología provisional para la evaluación y la representación cartográfica de la desertización, 74 p. Roma.
- Greene, R. S. y Tongway, D. J., 1989. The significance of (surface) physical and chemical properties in determining soil surface condition of red earth in rangelands. *Australian Journal Soil Research*, 27: 213-225.
- Hebsur, N. S., Shadaksharappa, G. S. y Patil, C. V., 1990. Effects of ESP and electrolyte concentration on the dispersion of some black and red soils. *Journal of Maharashtra Agricultural Universities*, 15: 5-7.
- Kemper, W. D., 1965. Aggregate stability. En: Black, C.A. (Ed.): *Methods of Soil Analysis*, Pt. 1, pp. 511-519. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Kemper, W. D., Rosenau, R. C. y Nelson, S., 1985. Gas displacement and aggregate stability of soil. *Soil Science Society of America Journal*, 49: 25-28.
- Levy G., Shainberg, I. y Morin, J., 1986. Factors affecting the stability of soil crusts in subsequent storms. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 196-201.
- McFadden, L. D., Wells, S. G. y Jercinovich, M. J., 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*, 15: 504-508.
- Mücher, H. J., Chartres, C. J. Tongway D. J. y Greene, R. S., 1988. Micromorphology and significance of the surface crust of soil in rangeland near Cobar, Australia. *Geoderma*, 42: 227-244.
- Page, A. L., Miller, R. H. y Keeney, D. R., 1982. *Methods of soil analysis*, part 2: Chemical and microbiological properties. Second edition. American Society of Agronomy, 1159 p. Madison, Wisconsin.
- Page, R., 1987. Descripción geológica de la Hoja 43g "Bajo de la Tierra Colorada", provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín, 200: 1-81. Buenos Aires.
- Richards, L. A., 1973. Diagnóstico y Rehabilitación de Suelos Salinos Sódicos. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América, Sexta edición, 172 p., México.
- Sharon, D., 1962. On the nature of hamadas in Israel. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 6: 129-147.
- Singer, M. J., 1991. Physical properties of arid region soils. En: Skujins, J. (Ed): *Semiarid Lands and Deserts*, pp 81-109. Department of Biology, Utah State University, Utah.
- Skidmore, E. L. y Layton, J. B., 1992. Dry-soil aggregate stability by selected soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 557-561.
- Smith, E.L., 1979. Evaluation of the range condition concept. *Rangeland*, 1:52-54.
- Soriano, A. y Movia, C., 1986. Erosión y desertización en Patagonia. *Interciencia*, 11: 77-83.
- Springer, M. E., 1958. Desert Pavement and Vesicular Layer of Some Soils of the Desert of the Lahontan Basin, Nevada. *Soil Science Society Proceedings*, 22: 63-66.
- Staricka, J. A. y Benoit, G. R., 1995. Freeze-drying effects on wet and dry aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 59: 218-223.
- Súnico, C. A. y del Valle, H. F., 1993. Caracterización paleoecológica general del Bajo de la Suerte, Chubut. *Actas 16a Reunión Argentina de Ecología*, 1: 310, Puerto Madryn, Chubut.
- Súnico, C. A., Bouza, P. J. y del Valle, H. F., 1993. Degradación de Suelos en el Bajo de la Suerte (Chubut): Procesos de erosión y exhumación de horizontes subsuperficiales. *Actas 14° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*, Actas 1: 403-404, Mendoza.
- Súnico, C. A., Bouza, P. J. y del Valle, H. F., 1996. Erosion of subsurface horizons in northeastern Patagonia, Argentina. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 10: 358-378.
- Toogood, J.A., 1978. Relation of aggregate stability to properties of Alberta soils. En: Emerson, W. W. (Ed.): *Modification of soil structure*, pp. 211-215. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost effects in soils. En: Boardman, J. (Ed.): *Soils and Quaternary Landscape Evolution*, pp. 117-157. John Wiley & Sons, Ltd., New York.
- Videla, L. S. y Rostagno, C. M., 1993. La erosión hídrica por salpicado en los suelos del noreste del Chubut. *Actas 14° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*, 1: 301-302, Mendoza.
- Williams, S. H. y Zimbelman, J. R., 1994. Desert Pavement Evolution: An example of the role of sheetflood. *The Journal of Geology*, 102: 243-248.
- Wilson, A. D. y Tupper, G. J., 1982. Concepts and factors applicable to the measurement of range condition. *Journal of Range Management*, 35 (6): 684-689.

Recibido: 3 de octubre, 1996

Aceptado: 27 de mayo, 1997

Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego

Eduardo B. OLIVERO, Rogelio D. ACEVEDO y Daniel R. MARTINIONI

Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Av. Malvinas Argentinas s/n°,
9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

ABSTRACT. *Geology of the Mesozoic of Bahía Ensenada, Tierra del Fuego.* The small area surrounding Bahía Ensenada is critical for the geological and structural understanding of the Andes Fueguinos. The accompanying 1:20,000 map shows the following units. 1.- Strongly cleaved, polyphase deformed fine-grained quartz-sericite-garnet- schists that could be part of the basement or of the Lemaire (Tobífera) Formation. 2.- Quartz porphyries associated with acidic breccias and tuffs; tuffaceous turbidites; cherts; slates; and tuffaceous schists. Similar facies associations are typical for the Tobífera Formation in the adjacent Chilean area. Bedding is only preserved in the coarser rocks and a careful survey demonstrates that the beds are folded in overturned, E-SE plunging folds. 3.- Rhythmically interbedded black slates; silty sandstones; limestones; and light-coloured tuffaceous rocks. The succession, assigned to the Yahgan Formation, is folded in asymmetrical, north vergent folds with well developed axial plane cleavage. 4.- Massive to schistose subvolcanic and volcanic rocks similar to basaltic spilites. The original assemblage of plagioclase-clinopyroxene is altered to actinolite-hornblende-epidote-chlorite-albite-sphene-calcite, indicative of low metamorphic grade (greenstones) transitional to amphibolite facies. At one locality the melanocratic rocks cross-cut tuffaceous schists of the Lemaire Formation. The Lemaire Formation and the associated melanocratic rocks were up-thrusted against the Yahgan Formation. The north-vergent thrusts parallel the lithological boundaries and coincide with major NW-SE lineaments. In the nearby Chilean area these lineaments are continuous with a major, north-vergent fault that uplifts the basement against rocks similar to the Yahgan Formation.

Introducción

Dentro del Parque Nacional Tierra del Fuego la zona aledaña al canal Beagle, comprendida entre el monte Susana y la bahía Lapataia, presenta gran interés geológico por cuanto la misma expone, en un área relativamente reducida, parte de las principales unidades geológicas de los Andes Fueguinos. Estudios previos han mencionado en el sector más occidental de esta región la presencia de rocas del basamento pre-Jurásico, las que constituirían una extensión de la culminación estructural del basamento conocido en la cordillera Darwin, situada en el sector chileno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Asimismo, también se ha mencionado en esta región la presencia de rocas volcánicas ácidas del Jurásico (con dudas), asignadas a la unidad arealmente muy extendida y conocida como Formación Tobífera o Formación Lemaire y de rocas sedimentarias y volcánicas marinas del Cretácico conocidas como Formación Yahgán (Kranck 1932; Borrello 1969; Bruhn 1979; Nelson *et al.* 1980;

Caminos *et al.* 1981; Acevedo 1988). Estas menciones, sin embargo, están basadas en estudios parciales, esencialmente petrográficos y estructurales, de afloramientos puntuales desconectados por la densa cobertura del bosque y por la intensa deformación tectónica impresa en las rocas. De tal manera, en el sector comprendido entre Lapataia y el monte Susana se desconocen datos fundamentales sobre la composición y variación litológica, relaciones de contacto y distribución areal de estas unidades.

Atendiendo a estos interrogantes y a la importancia geológica del sector, los autores del presente trabajo han comenzado un relevamiento geológico sistemático a escala 1:20.000 de la región comprendida entre Lapataia-lago Roca y las inmediaciones de la ciudad de Ushuaia (Fig. 1). Como resultado parcial de este relevamiento, todavía incompleto, se ha detectado un sector relativamente pequeño, de aproximadamente 4 km x 4 km de superficie, ubicado al N y al E de bahía Ensenada (Fig. 2), que se considera como una localidad crítica para el entendimiento de la composición y

relaciones geológicas de las unidades fundamentales de los Andes Fueguinos. En este sector se han reconocido tres unidades geológicas dispuestas en fajas subparalelas, orientadas en dirección NO-SE y compuestas por: 1) esquistos finos cuarzo-sericíticos con granate; 2) una compleja unidad volcánogena de riolitas-riodacitas, tobas, brechas, turbiditas tobáceas, ftanitas y pizarras; y 3) una espesa sucesión de pizarras, areniscas volcánoclasticas y tobas; una cuarta unidad, compuesta por rocas eruptivas básicas con afinidades espiliticas se intercala tectónicamente en, o intruye a, las unidades anteriores. El objetivo principal de este trabajo consiste en presentar el mapa geológico de este interesante sector, brindando una descripción de la composición litológica de estas unidades y una breve discusión sobre la interpretación de sus relaciones de contacto y sobre su significado para el entendimiento de la evolución geológica de los Andes Fueguinos.

Marco geológico regional

La composición geológica y rasgos estructurales de los Andes Fueguinos han sido estudiados con mayor detalle en el sector chileno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Trabajos iniciados en el siglo pasado y continuados en el presente en la región comprendida entre la cordillera Darwin y el seno Almirantazgo han permitido reconocer las siguientes unidades estratigráficas. Rocas del basamento, asignadas al Paleozoico superior (con dudas)-Mesozoico, expuestas en el núcleo de la cordillera Darwin y que comprenden esencialmente filitas, esquistos y gneises con un grado metamórfico correspondiente al de la facies de anfibolita. En discordancia angular se dispone sobre este basamento una compleja y potente sucesión de rocas volcánicas y piroclásticas ácidas, probablemente depositada en ambientes marinos, que se asigna a la Formación Tobífera del Jurásico superior (con dudas). En concordancia y con pasaje transicional sobre esta última unidad se dispone una potente sucesión de pizarras bandeadas y areniscas volcánoclasticas del Cretácico inferior, asignadas por algunos autores a las formaciones Río Jackson y La Paciencia o a la Formación Yahgán por otros (véase Kranck 1932; Nelson *et al.* 1980; Dalziel 1982; Suárez *et al.* 1985; Klepeis 1994 y la bibliografía citada por estos autores). El nombre de Formación Yahgán, y su equivalente Formación Monte Buckland, fue establecido originalmente por Kranck (1932), quien incorporó en esta unidad a dos asociaciones litológicas distintivas: una de volcánitas ácidas presente en la base y otra, de posición estratigráfica superior, compuesta por pizarras, grauvacas, chert y tobas. Actualmente, la asociación basal se reconoce como Formación Tobífera

(en Chile) o Lemaire (en Argentina), restringiéndose el nombre de Formación Yahgán a la asociación sedimentaria superior expuesta en la región del canal Beagle. En el archipiélago al S del canal Beagle, se ha reconocido un complejo de rocas eruptivas máficas, que en parte infrayace a la Formación Yahgán, denominado Complejo Tortuga, que incluye basaltos almohadillados, doleritas y gabros y que se interpreta como un complejo ofiolítico (Suárez *et al.* 1985). En este sector insular se encuentra también el eje magmático compuesto por plutonitas del Cretácico-Terciario. En el sector argentino de Tierra del Fuego, especialmente en el área de Lapataia-lago Roca-bahía Ensenada, se han descrito unidades litológicas semejantes que incluyen a las siguientes: Metamorfitas Lapataia, nombre que se da a las rocas supuestamente pertenecientes al basamento pre-Jurásico superior; Formación Lemaire, para las rocas del complejo efusivo ácido; y Formación Yahgán (Kranck 1932; Borrello 1969; Bruhn 1979; Caminos *et al.* 1981; Acevedo 1988). Todas estas rocas, especialmente en la región de la margen norte del canal Beagle, presentan una intensa deformación tectónica, con fuerte plegamiento y desarrollo asociado de marcada esquistosidad de plano axial que,

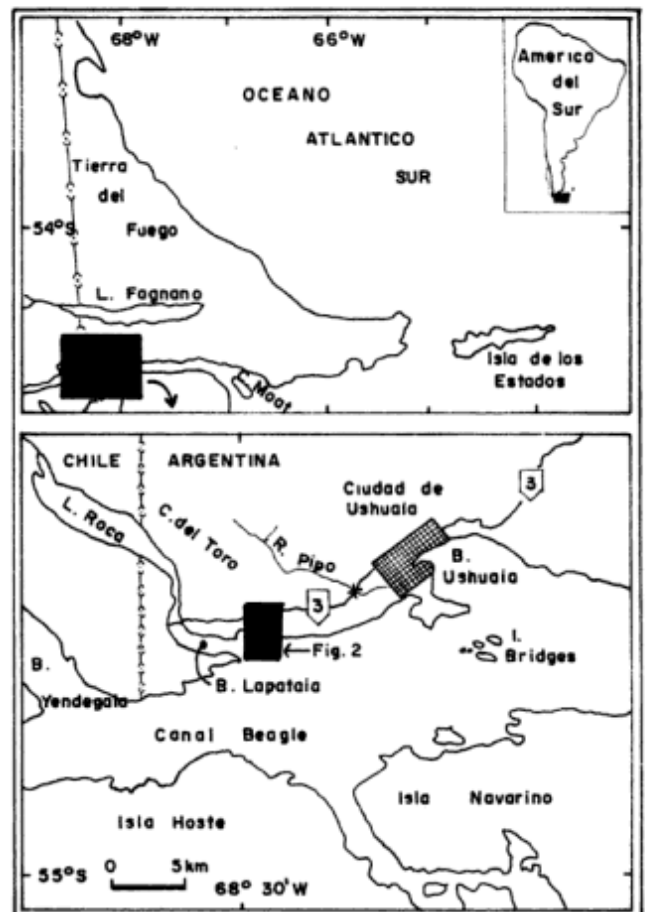


Figura 1: Mapas de ubicación del área de bahía Ensenada, incluyendo las principales localidades mencionadas en el texto.

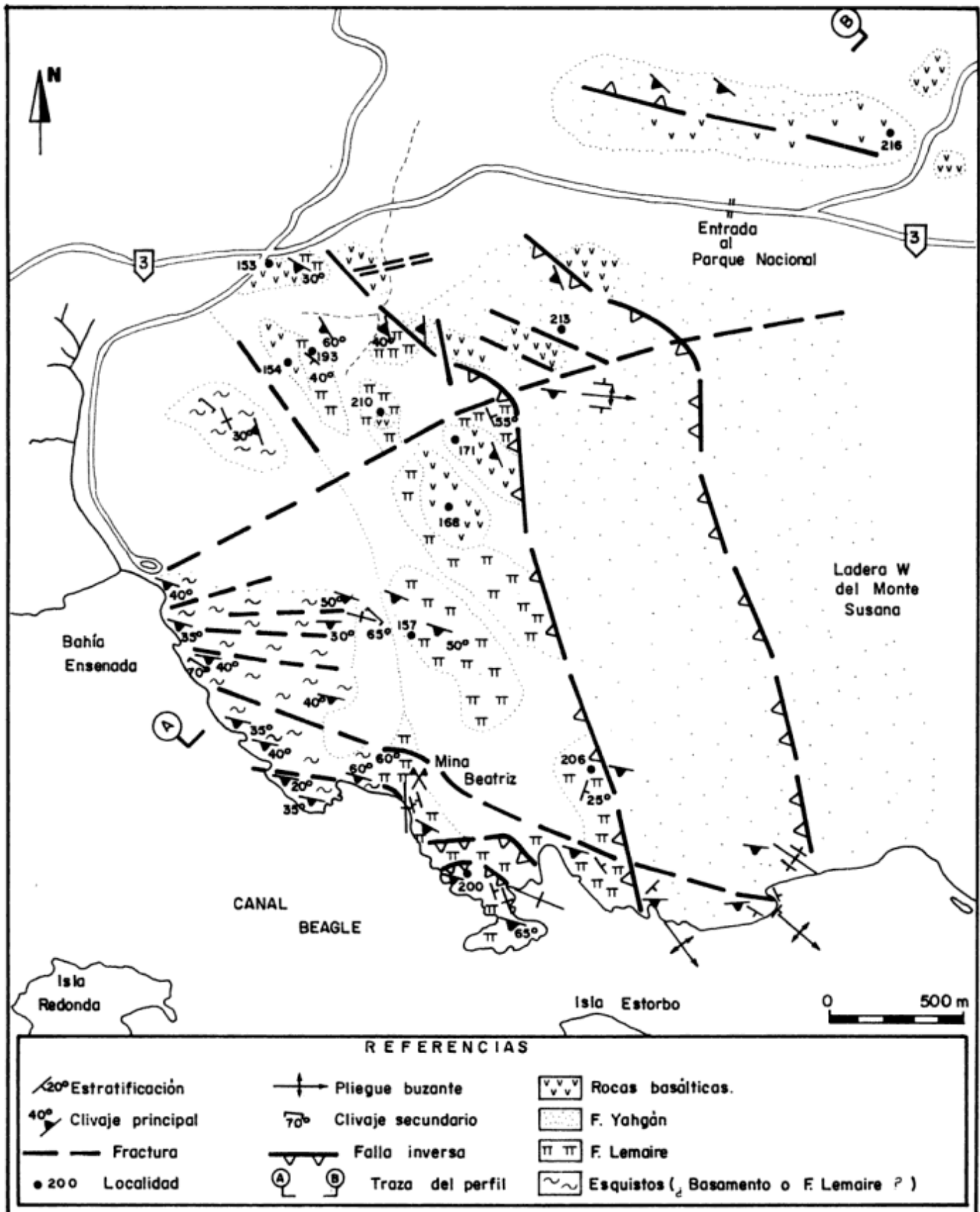


Figura 2: Mapa geológico del área al noroeste y este de bahía Ensenada que muestra la distribución y los principales rasgos estructurales de las unidades aflorantes.

particularmente en las rocas de grano más fino, puede llegar a obliterar completamente la estratificación primaria.

Desde el punto de vista de la evolución geológica del sector, Kranck (1932) fue el primero en reconocer que los Andes Fueguinos difieren marcadamente del resto de la cadena andina por la presencia de una típica asociación eugeosinclinal, caracterizada por el desarrollo de rocas ofiolíticas y una secuencia de flysch, con alta deformación y metamorfismo a nivel de las facies de esquistos verdes. En términos geotectónicos modernos, Katz (1972) y Dalziel *et al.* (1974) interpretan que los Andes Fueguinos preservan el registro de la apertura y posterior cierre de una cuenca marginal, ubicada entre un arco magmático situado sobre el margen Pacífico y la plataforma de Patagonia extraandina (véase además Wilson 1991). En este contexto, el vulcanismo ácido de la Formación Tobífera o Lemaire estaría relacionado con la etapa inicial de extensión y comienzo de la apertura de la cuenca marginal. La continuación de la etapa distensiva en la cuenca marginal habría provocado el adelgazamiento cortical y la formación parcial de fondo oceánico, representado por las ofiolitas del Complejo Tortuga. El relleno sedimentario y volcánico de la cuenca marginal estaría representado por las rocas de la Formación Yahgán, que constituirían depósitos marinos profundos, genéticamente ligados a la evolución de abanicos submarinos que habrían tenido su principal fuente de alimentación en los detritos del arco volcánico (Winn 1978; Wilson 1991). Durante el Cretácico medio o más probablemente durante el Cretácico tardío (Olivero y Martinioni 1996), se produce la inversión tectónica y el cierre de la cuenca marginal. A esta etapa compresiva estaría genéticamente asociada la intensa deformación y el levantamiento inicial de los Andes Fueguinos.

Geología de bahía Ensenada

Las cuatro unidades geológicas principales que se han reconocido en el área de bahía Ensenada se disponen principalmente en fajas subparalelas, orientadas en dirección NO-SE (Fig. 2). El acceso al sector es relativamente fácil, pudiendo hacerse tanto por la parte norte del área, desde la Ruta Nacional 3 que lleva al Parque Nacional, como por la parte sur, sobre la costa del canal Beagle accediendo por el camino que desde la Ruta 3 lleva a Bahía Ensenada. Los principales afloramientos corresponden a cerros relativamente elevados, que sobresalen de la cubierta boscosa y son fácilmente identificables en el terreno (Fig. 2). Las unidades reconocidas se describen en los párrafos que siguen y se distinguen por sus principales rasgos litológicos, realizándose en el texto corres-

pondiente a cada una de ellas una breve discusión sobre su posible correspondencia con las unidades geológicas reconocidas previamente en el área.

1. Faja sudoccidental de esquistos finos con granate

Corresponden a esquistos finos de color gris verdoso, de brillo nacarado, corrugados y compuestos predominantemente por cuarzo y sericita. Estas rocas están muy bien expuestas sobre la costa de bahía Ensenada y en las partes de mayor altura de la faja sudoccidental del área mapeada. Al microscopio, son rocas esquistosas, lepidoblásticas, de grano fino a muy fino, compuestas mayormente por cuarzo y sericita-moscovita recristalizados, hallándose además numerosos relictos clásticos de cuarzo de bordes angulosos. Ciertos niveles entre los planos de clivaje presentan abundantes cristales pequeños de granate. El mismo consta de individuos cristalinos de crecimiento sincinemático, con desarrollo de estructura *snow-ball*. Los feldespatos son muy escasos. Se observan además abundante pirita restringida casi siempre a venillas de cuarzo y algo de circón. Entre los planos de clivaje alternan niveles ftaníticos milonitizados, que todavía muestran relictos de estructuras globulares silíceas, sugiriendo que los mismos podrían haber correspondido originalmente a radiolaritas. La alteración más frecuente corresponde a una extendida cloritización y el grado máximo de metamorfismo regional consiste en la aparición de granate, desarrollada durante la fase principal de deformación regional.

La facies más fina, originariamente de probable composición arcillosa, ha fluido y muestra un pronunciado clivaje el cual a su vez está plegado, desarrollando un segundo clivaje en ángulo con el anterior (clivaje de crenulación). No se observan relictos de estructuras primarias mesoscópicas o microscópicas y la estratificación original está completamente obliterada por el clivaje. La estructura principal que se observa en estos esquistos de aspecto relativamente homogéneo es un clivaje penetrativo, con rumbos variables entre E-O y NO-SE e inclinaciones también variables entre 30° y 60° predominantemente hacia el S y SO. Localmente se registran inclinaciones de la esquistosidad hacia el N y NE. Esta esquistosidad principal está plegada, con anticlinales y sinclinales ligeramente asimétricos, cuyos ejes están orientados en dirección ONO-ESE. En relación con estos pliegues se desarrolla un segundo plano de esquistosidad, que forma un ángulo con el anterior y que define una marcada crenulación en los esquistos, asociada con bandas del tipo *kink*. Todas estas rocas presentan una profusa inyección de varias generaciones de venas de cuarzo y están afectadas por diversos juegos de fracturas.

Esta faja de esquistos relativamente homogéneos se interrumpe hacia el SE y N de bahía Ensenada donde comienza a aflorar la faja de rocas volcánicas y piroclásticas ácidas de la Formación Lemaire. El contacto entre estas dos fajas de rocas no se ha podido observar en el terreno, pero la extensión de los afloramientos indicada en el mapa sugiere un límite litológico orientado NO-SE, de probable origen tectónico. Hacia el SO, sobre la costa que conecta las bahías Ensenada y Lapataia, afloran esquistos semejantes pero con tonalidades más claras, que se interdigitan tectónicamente con esquistos verdes de grano más grueso. Los mismos no han sido objeto de un relevamiento detallado, pero observaciones aisladas en este sector, al S de la bahía Lapataia sobre la costa del canal Beagle y en la isla Redonda indican que al S de bahía Ensenada hay una faja de mayor deformación, con rocas intensamente cizalladas, que incluyen esquistos psamíticos con biotita y rocas eruptivas melanocráticas, de marcada esquistosidad, con metamorfismo a nivel de facies de anfibolita.

Estas consideraciones plantean nuevamente la cuestión del significado de estos esquistos y la duda sobre su asignación al basamento pre-Jurásico o a parte de la secuencia basal del Jurásico-Cretácico, sometida a una mayor deformación tectónica en niveles estructurales bajos durante la principal fase de la orogenia Andina. Trabajos anteriores han dirigido la atención a este problema en la región de Lapataia sin conclusiones definitivas al respecto, pero sugiriendo que en este sector de mayor deformación estarían incorporadas tanto rocas del basamento como rocas de la Formación Tobífera o Lemaire (Bruhn 1979; Caminos *et al.* 1981; Acevedo 1988). La identificación precisa de rocas indudablemente pertenecientes al basamento pre-Jurásico se apoya fundamentalmente en criterios estratigráficos en la región del monte Buckland y del seno Almirantazgo, donde se ha reconocido una discordancia angular que separa al basamento de la Formación Tobífera (Kranck 1932; Nelson *et al.* 1980; Hanson y Wilson 1991).

La detección de granate metamórfico, descrita en este trabajo para los esquistos del área de bahía Ensenada, y la mención de anfibolitas al S de bahía Lapataia e isla Redonda, si bien agregan datos novedosos para el sector tampoco parecen resolver la cuestión del origen de estos esquistos. En tal sentido resulta interesante destacar que, sobre la costa norte de la isla Hoste (Chile), Suárez *et al.* (1985) mencionan la presencia de una paragénesis metamórfica de granate sincinemático, biotita y anfíbol en rocas fuertemente esquistosas de la Formación Tobífera. Igualmente, en la faja de la Formación Lemaire adyacente a estos esquistos (Fig. 2) se han reconocido esquistos finos cuarzo-sericíticos, replegados y niveles ftaníticos, los cuales si bien no registran granate son semejantes a los expuestos en el área de bahía

Ensenada. De tal manera, esta paragénesis metamórfica no parece constituir un criterio definitorio y en este trabajo dejamos abierta la cuestión sobre la asignación estratigráfica de estos esquistos.

2. Faja central de pórfiros riolíticos y tobas ácidas: Formación Lemaire

Los afloramientos de esta unidad constituyen pequeños cerros y crestas elevados sobre la cubierta boscosa y aislados entre sí. Los mejores afloramientos se registran en los puntos 193, 210, 157, 206, indicados en el mapa, y sobre la costa al E y al S de la mina Beatriz. Las litologías dominantes en estos afloramientos son brechas volcánicas y tobas gruesas, esquistos finos tobáceos y pizarras. En menor proporción se asocian a éstas pórfiros riolíticos masivos, ftanitas y turbiditas tobáceas. En las tobas gruesas, algunas brechas y pórfiros dominan los colores claros, blanco y gris claro, a veces con tonalidades amarillentas o rojizas. En el resto de las rocas prevalecen los colores oscuros, negro y gris oscuro. Toda esta asociación de rocas está fuertemente deformada y cortada por abundantes venas y guías de cuarzo y, con menor abundancia, carbonatos. Las variedades de grano más fino presentan en general una marcada esquistosidad que oblitera las estructuras primarias. La estratificación y otros rasgos sedimentarios primarios son, sin embargo, fácilmente reconocibles en el campo y al microscopio en las variedades de grano más grueso. El grado de deformación y la discontinuidad de los asomos impide establecer el espesor y la sucesión litológica de esta unidad, no obstante, la siguiente descripción de afloramientos parciales da una idea de la variación litológica del conjunto.

En el punto 193 (Fig. 2) esta unidad conforma aproximadamente 15 m de espesor de rocas piroclásticas groseramente estratificadas que se exponen en un paredón vertical. Comprende a tobas gruesas, de color gris claro a blanco, en bancos de 1 a 4 m de espesor, con estratificación interna mal definida e incipiente esquistosidad. Se componen predominantemente de cristales idiomorfos-subidiomorfos de cuarzo y feldespatos (1 a 2 mm de diámetro) dispuestos en una matriz fina de cuarzo-sericita. Estas rocas están asociadas a esquistos finos, lustrosos, cuarzo-sericíticos, de color gris oscuro con marcada esquistosidad, la cual está plegada formando pliegues abiertos, simétricos, de longitud de onda variable entre 20 a 40 cm y 2 a 3 metros. Forman paquetes del orden de 1 m de espesor, intercalados entre tobas gruesas y brechas. Estas últimas, de color gris claro a blanco conforman bancos masivos de 1 a 2 m de espesor y se componen predominantemente de piroclastos angulosos, de hasta 3 a 5 cm de diámetro, mal seleccionados de

volcanitas ácidas (riolitas y riolacitas) y cristales de cuarzo y feldespatos. La matriz es escasa y el empaquetamiento de los clastos es denso. Rocas semejantes afloran además en las cercanías de los puntos 153, 171 y 168 (Fig. 2). Se trata de tobas o pórfiros de textura blastoporfirica cataclástico-milonítica y composición riolítica a riolacítica y hasta dacítica. Están constituidas por cristales de cuarzo con extinción ondulosa, feldespato alcalino (principalmente albita) con maclas de albita y periclino muy distorsionadas y muy escaso anfíbol, inmersos en una trama fina de cuarzo recrystalizado. Como minerales accesorios hay abundante esfena, circón, allanita y minerales opacos. Como minerales metamórficos hay biotita-flogopita, estilpnomelano y sericita-moscovita y como mineral de alteración clorita. A estas rocas se asocian también filitas. Presentan una trama de apariencia clástica en pasta félsica, con marcado desarrollo de clivaje de crenulación, especialmente donde predominan minerales de arcilla y sericita. Los granos mayores (0,08 mm) corresponden a plagioclasa (¿oligoclasa?) y cuarzo mono- y policristalino. Estos últimos comprenden fragmentos líticos de rocas ígneas ácidas y otros, más abundantes, son agregados esféricos ítaníticos, sugiriendo posibles radiolaritas. Como mineral secundario se halla abundante carbonato.

Entre el punto 157 y los alrededores de la mina Beatriz (Fig. 2) se registran paquetes tectónicamente imbricados de pizarras negras, con fuerte esquistosidad y paquetes de brechas negras compuestas de cristales de cuarzo y feldespatos y fragmentos líticos de volcanitas ácidas de hasta 1 cm de diámetro. Las brechas están tectonizadas, presentan fuerte esquistosidad y tienen una textura abierta con clastos aislados en una abundante matriz de color negro. Se trata de brechas tectónicas con evidentes rasgos de deformación cataclástica y hasta milonítica. La textura clástica original está

representada por porfiroblastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de rocas porfíricas riolíticas. En los espacios intergranulares la trituración ha sido extrema y la recrystalización ha producido sericita y carbonatos dispuestos según la dirección del clivaje.

Debajo de la bocamina, sobre la costa, aflora desconectado tectónicamente de las rocas anteriores un paquete bien estratificado. Se trata de una sucesión de areniscas tobáceas de colores claros y de pizarras negras, dispuestas en bancos alternantes de 3 a 20 cm de espesor. Las pizarras negras muestran además una fina laminación. El paquete está plegado, con anticlinales y sinclinales del orden del metro de longitud de onda y presenta buen desarrollo de dos planos de clivaje, siendo el más importante de ellos paralelo al plano axial de los pliegues. A pesar de la sobreposición del clivaje las areniscas muestran con gran fidelidad los detalles de su estructura primaria. Las areniscas tobáceas tienen bases netas, erosivas y presentan internamente estratificación gradada bien desarrollada. Estos bancos se componen de areniscas gruesas y masivas en la base; a éstas siguen areniscas finas con laminación paralela; culminando con areniscas muy finas-fangolitas en el techo.

Hacia el E de la bocamina (punto 200, Fig. 2), aparecen facies semejantes intercaladas en un paquete predominantemente compuesto por areniscas y areniscas conglomerádicas, tobáceas. Se trata de bancos potentes, con espesores variables entre 40 cm y 1 m, de areniscas tobáceas gruesas y de areniscas tobáceas sabulíticas, internamente masivas y con bases netas. La composición dominante es de cristales de cuarzo y feldespatos y fragmentos líticos angulosos de volcanitas ácidas. La suma de características sugiere que estos bancos se pueden clasificar dentro de las facies de turbiditas clásicas y de areniscas masivas. Composicionalmente se trata de areniscas tobáceas, con porfiroblastos de cuarzo (mono- y policristalino), feldespato potásico y plagioclasa. Como minerales

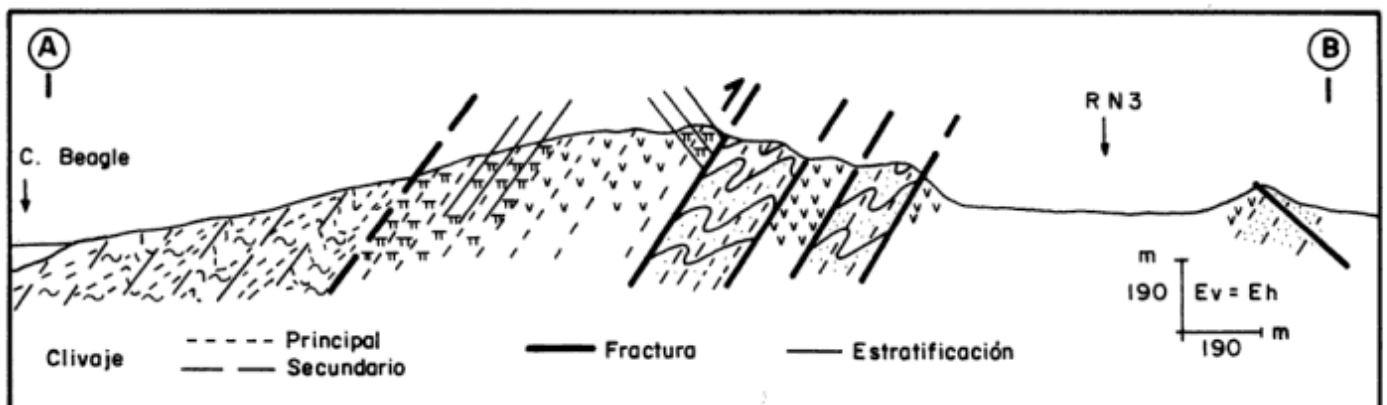


Figura 3: Perfil geológico idealizado A-B cuya traza es aproximadamente perpendicular a la estructura. Se ilustran las características del fallamiento, la disposición de las unidades, sus relaciones de contacto y el clivaje que las afecta. Las rastras litológicas son las mismas que las de la Fig. 2.

accesorios se hallan circón, apatita, minerales opacos y epidoto. Sericita-moscovita, acompañadas por estilpnomelano, definen la esquistosidad. Los cristales de cuarzo muestran rasgos de cataclasis (extinción ondulante y fragmentación). Los individuos de feldespato alcalino (ortosa y pertitas) suelen presentar fuerte deformación estructural, apareciendo ocasionalmente maclados y parcialmente sericitizados. La plagioclasa, menos abundante, es oligoclasa, con maclas de albita.

Inmediatamente al E y SE de la bocamina afloran cuerpos masivos de pórfiros ácidos, de colores claros con tonalidades amarillentas y rojizas, que se imbrican tectónicamente con brechas piroclásticas negras. Son riolitas-riodacitas con textura porfírica, denotada por fenocristales subidiomorfos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa dispuestos en una abundante pasta recristalizada de cuarzo microcristalino, feldespato alcalino, sericita y estilpnomelano.

La estructura dominante, especialmente en las rocas de grano más fino y en las brechas tectónicas oscuras, es un clivaje penetrativo con orientaciones semejantes a las indicadas para los esquistos finos de la faja de bahía Ensenada. En los sectores donde se han podido identificar pliegues de escala mesoscópica, indicados en el mapa, se observa claramente que el clivaje está orientado según el plano axial. En las rocas más finas se observa además un clivaje de crenulación que inclina con mayor ángulo respecto al clivaje principal. Observaciones de campo, en los pliegues de escala mesoscópica, indican que el eje de los mismos buza generalmente hacia el E-SE. El análisis de la distribución de rumbos e inclinaciones de la estratificación de esta unidad a la escala del mapa sugiere además la presencia de pliegues mayores, ligeramente asimétricos y volcados hacia el NE y con los ejes buzando también hacia el E-SE (véase Fig. 3). El contacto entre estas rocas volcánicas y la faja de pizarras situada hacia el NE se interpreta como un contacto tectónico, el cual se corresponde con un marcado lineamiento visible a escala regional. En el cerro indicado en el punto 206 (Fig. 2) este lineamiento coincide con una importante falla de bajo ángulo, con inclinación hacia el S-SO que pone en contacto a brechas y tobas de colores claros con pizarras oscuras. La fractura está marcada por una brecha de falla, que alcanza entre 2 y 5 m de espesor, compuesta por una mezcla caótica de bloques de estos tipos litológicos.

Kranck (1932) es quien inicialmente consigna en la descripción y en el mapa geológicos la existencia de una faja de pórfiros cuarcíferos en la zona entre Lapataia y Ushuaia. La sucesión de rocas volcánicas de esta faja central ha sido interpretada de diversas maneras en trabajos anteriores. Caminos *et al.* (1981) indican la presencia en este sector de las formaciones Lemaire y Yahgán, interpretando a parte de las brechas negras descritas en este trabajo como

formando parte de abanicos turbidíticos de esta última. Zubía *et al.* (1989) presentaron un mapa geológico muy detallado del área de la mina Beatriz, en el cual también separan los pórfiros riolíticos de las areniscas tobáceas y pizarras negras como dos unidades distintas, asignando los primeros a la Formación Lemaire y las segundas a la Formación Yahgán.

En el presente trabajo, todas las rocas volcánicas ácidas de esta faja central se interpretan como pertenecientes a la Formación Lemaire. A pesar de la compleja asociación de tipos de rocas descriptos, este criterio se fundamenta en la uniformidad composicional, predominantemente cuarzo-feldespática, y en la similitud de esta asociación de rocas con las que son propias de esta unidad en los sectores más intensamente estudiados en la vecina región chilena y en la Isla de los Estados. Quensel (1913), Kranck (1932) y Hanson y Wilson (1991) han descripto esta unidad volcánica ácida con mucho detalle en el sector chileno. En el seno Almirantazgo, situado a unos 50 km al N-NO de bahía Ensenada, Hanson y Wilson (1991) reconocen en esta unidad, denominada Formación Tobífera en la literatura chilena, una compleja asociación de pórfiros riolíticos, brechas piroclásticas, tobas, turbiditas tobáceas, radiolaritas y ftanitas, esquistos finos tobáceos, entre otros tipos litológicos, los que aparecen frecuentemente asociados con importantes espesores de pizarras negras. La asociación litológica descrita por estos autores es obviamente semejante a la mencionada en el presente trabajo y en consecuencia todas estas rocas se asignan a una sola unidad. La presencia de rocas con estructuras primarias que sugieren mecanismos de depositación subácueos y la aparente transición con la suprayacente Formación Yahgán, indicarían que al menos parte de las rocas de la Formación Lemaire se depositaron en ambientes marinos. Esta interpretación tiene mayor fundamento en el material fosilífero de amonites, belemnites e inocerámidos, probablemente del Jurásico superior, registrados en las pizarras negras intercaladas en esta unidad volcánica en el sector chileno aledaño (Fuenzalida y Covacevich 1988; Hanson y Wilson 1991).

3. Faja nororiental de pizarras, areniscas y tobas: Formación Yahgán

Esta unidad de pelitas, areniscas finas, tobas y calizas, de estratificación rítmica, está muy bien expuesta sobre la costa del canal Beagle y en las partes más altas del faldeo occidental del monte Susana (Fig. 2). Los colores dominantes de estas rocas son oscuros, negro y gris oscuro, a veces teñidos con fuertes colores rojizos de alteración.

La mayor parte de estas rocas corresponden a pizarras negras finamente bandeadas, con

alternancia de delgadas láminas (3 a 5 mm de espesor) de tobas y areniscas limosas tobáceas de colores claros o amarillentos. Por sectores presentan frecuentes bancos de areniscas tobáceas y bancos delgados o láminas de material fanítico. En ciertos niveles son relativamente frecuentes bancos, lentes de areniscas calcáreas o margas y concreciones carbonáticas de color rojo borravino donde la meteorización diferencial del material calcáreo ha resaltado con mucho detalle delicadas estructuras de corriente (ondulitas y laminación entrecruzada) y de deformación sinsedimentaria. Los mejores detalles de la estratificación, composición litológica y estructura de estas rocas se pueden apreciar en el área cubierta por el mapa de la Fig. 2, sobre la costa del canal Beagle. En este sector se expone una sucesión muy bien estratificada, constituida por capas y láminas de espesores variables entre 1 cm, 5 cm y 20 cm, rítmicamente intercaladas, de pizarras negras, limolitas-areniscas muy finas con tonalidades amarillentas y rojizas y tobas de colores claros.

Composicionalmente las rocas de grano más grueso son relativamente homogéneas. La fracción clástica está representada por relictos de cuarzo tamaño arena fina (0,06 a 0,12 mm) engarzados en un mosaico también cuarzoso recristalizado y ocasionales individuos de plagioclasa (¿oligoclasa?), notándose asimismo un marcado clivaje de arcillas e incipiente sericitización y desarrollo de bandas de epidoto secundario. Hay también numerosas venillas conformes de goethita y discordantes de cuarzo.

Cuando se puede observar la estratificación, invariablemente se nota que las rocas de esta unidad están plegadas con anticlinales y sinclinales de dimensiones variables entre unos pocos centímetros y metros de longitud de onda. Los ejes de los pliegues constantemente buzcan hacia el E-SE y las rocas de grano fino presentan un clivaje muy bien desarrollado y orientado según el plano axial de los pliegues. Las venas y guías de cuarzo, con distinta orientación y grado de deformación, son también abundantes en estas rocas. La orientación de la estratificación y del clivaje principal es semejante a la indicada para las unidades anteriores. Los detalles estructurales del plegamiento, la esquistosidad y sus relaciones con las venas y guías de cuarzo son también semejantes a los descritos por Quartino *et al.* (1988) para el sector del puente sobre el río Pipo frente al monte Susana.

En el mapa y en el perfil que se acompañan (Figs. 2 y 3) se puede observar que parte de esta unidad está limitada por fracturas de orientación general NO-SE, una de las cuales ya se mencionó en la descripción de la Formación Lemaire. La fractura ubicada más al N se ha reconocido en las partes altas del faldeo occidental del monte Susana, en las cercanías del punto 213, indicado en el mapa. En este sector, una falla importante, con inclinación general hacia el S, coloca

en contacto tectónico a rocas eruptivas básicas, fracturadas y brechadas, con pizarras negras de la Formación Yahgán, que presentan una conspicua coloración rojiza por alteración. En este caso, también la posición de esta fractura coincide con la traza de un importante lineamiento visible a escala regional.

La composición predominantemente cuarzosa de las areniscas descritas contrasta con la caracterización petrográfica de las areniscas consideradas típicas para la Formación Yahgán, que están mayormente formadas por clastos líticos de volcanitas mesosilícicas (Winn 1978; Suárez *et al.* 1985). No obstante, los autores citados (véase además Andrews-Speed 1980) reconocen que en la parte basal de la Formación Yahgán expuesta en la margen NO del canal Beagle, las areniscas de esta unidad presentan un mayor enriquecimiento en cuarzo y feldespato. Winn (1978) interpretó estas diferencias composicionales en la fracción clástica de la Formación Yahgán en relación con dos fuentes de aporte de material arenoso: una, de naturaleza andesítica, situada en el arco magmático pacífico y otra, cuarzo-feldespática, relacionada con una proveniencia de asomos de la Formación Tobífera (Lemaire), expuesta a erosión sobre el continente, en Patagonia. Los datos presentados en este trabajo avalan esta bimodalidad composicional, aunque la presencia de una fracción clástica cuarzosa en la sección basal de la Formación Yahgán se interpreta de diferente manera. En tal sentido, la transición litológica observada entre la Formación Lemaire y la Formación Yahgán (un rasgo ya conocido a partir de Kranck, 1932) y la interpretación de un origen submarino para parte de las rocas de la Formación Lemaire, sugieren fuertemente que la composición más cuarzosa de la parte basal de la Formación Yahgán estaría genéticamente ligada a la culminación de este episodio volcánico intracuenal. Esta interpretación guarda además coherencia con las conclusiones alcanzadas por Wilson (1991) sobre el inicio de la apertura de la cuenca marginal, cuyas primeras etapas estarían relacionadas con la sedimentación marina en una estrecha cubeta con volcanismo riolítico activo.

En el sector estudiado no se han registrado fósiles en la Formación Yahgán. Los afloramientos ubicados en la isla Navarino (Chile) han brindado restos indeterminados de inocerámidos (Katz y Watters 1966). En la isla Hoste, Suárez *et al.* (1985; véase además Aguirre Urreta y Suárez 1985) registran una asociación de amonites, belemnites y bivalvos que indicarían una edad Jurásico tardío-Cretácico temprano para esta unidad. Recientemente Olivero y Martinioni (1996) han registrado, en la margen norte del canal Beagle-Moat (al E de bahía Ensenada) y en las partes probablemente cuspidales de la Formación Yahgán, una asociación de bivalvos inocerámidos que indican una edad albiense tardía.

4. Rocas eruptivas básicas, con afinidades espilíticas

Conforman cuerpos aislados, frecuentemente elongados en la dirección del rumbo de la esquistosidad principal y mayormente concentrados en la faja central de tobas y pórfiros de la Formación Lemaire. Las rocas presentan color gris verdoso oscuro y aspecto variable entre masivo y con fuerte esquistosidad, con frecuentes oquedades rellenas por carbonato. Según los grados crecientes de alteración y de esquistosidad pueden presentar tonalidades más claras, hasta blanquecinas. En ocasiones pueden distinguirse a ojo desnudo pequeños cristales de minerales máficos (piroxeno y anfíbol), plagioclasa y mineral opaco.

Al microscopio se aprecia una textura microgranosa ofítica a hipidiomórfica microgranular que va de subofítica a intergranular hasta andesítica, portando rasgos de deformación cataclástica y milonítica y esquistación con bandas de textura lepidoblástica. La variedad masiva (e. g. punto 216) tiene una composición mineral de clinopiroxeno y plagioclasa. Los cristales de piroxeno (presumiblemente augita) aparecen comúnmente uralitizados a través de coronas de reacción a hornblenda. En cuanto a la plagioclasa, al encontrarse en un estado muy avanzado de alteración, no pudo ser clasificada. El mineral opaco, en algunas muestras muy abundante, es ilmenita. También puede observarse la aparición de cuarzo en granos alojados intersticialmente o bien formando simplectitas de textura granofírica. Diminutas fibrillas castaño-rojizas de biotita-flogopita representan una incipiente neomineralización metamórfica.

La variedad esquistosa mantiene básicamente la misma composición de plagioclasa-augita. Como minerales accesorios se suma la presencia de esfena primaria (abundante), en ocasiones englobando tablillas de plagioclasa y mineral opaco (goethita) intersticial. La plagioclasa tendría la composición de una andesina ácida (según el método de Michél-Levy). El clinopiroxeno se presenta más o menos fresco sólo en contadas ocasiones y sus contornos de ordinario se muestran uralitizados. En la mayoría de los casos observados el anfíbol es fibroso, de apariencia actinolítica y sigue al clivaje regional. Menos usual es la transformación a hornblenda (α verde amarillento, β verde oliva, γ verde oscuro). En ocasiones coexisten ambos anfíboles. Los procesos de alteración, todos ellos muy extendidos, son la carbonatización, la cloritización, la albitización, la epidotización y la formación de una segunda generación de esfena, concomitante con la deformación. Los carbonatos (calcita) pueden ser abundantísimos hasta reemplazar casi enteramente la composición original de la roca. Es también frecuente el relleno por este material de pseudo-amígdalas de hasta 0,7 cm de diámetro, donde la calcita, esparítica o fibroso-radial, es acompañada por cristales idiomorfos de cuarzo. También aparece

calcita en la pasta, en la que su definida orientación señala la esquistosidad, a la que son paralelas venillas de cuarzo, calcita y óxidos de hierro.

En síntesis, la paragénesis de alteración es de actinolita-epidoto-clorita, con albita-calcita-esfena (cuarzo) asociados, correspondiendo ubicar a la roca en la facies de esquistos verdes, en transición hacia la facies anfibolítica (ortoanfíbolita), ya que la hornblenda también puede hallarse presente acompañando al primer anfíbol y a los otros minerales secundarios mencionados.

Los contactos de estos cuerpos de rocas efusivas máficas son en su mayor parte tectónicos. En un sólo lugar (punto 154 en el mapa) se pudo apreciar un contacto intrusivo en tobas de la Formación Lemaire. El contacto es neto e irregular y xenolitos de dimensiones apreciables están incluidos en la roca eruptiva. Estas rocas efusivas, con grado variable de metamorfismo y alteración, son análogas a rocas previamente descritas en los Andes Fueguinos (Kranck 1932; Suárez *et al.* 1985; Acevedo 1988; Quartino *et al.* 1989) y señaladas como interestratificadas e imbricadas tectónicamente con, o intruyendo a, rocas de la Formación Lemaire (o Tobífera) y a la Formación Yahgán. Las relaciones de contacto intrusivas con estas unidades y la deformación tectónica generalmente presente en estas rocas, limitarían la edad de las mismas al Jurásico tardío-Cretácico temprano.

Discusión

La descripción realizada precedentemente demuestra que el sector cubierto por el mapa expone, en una área relativamente pequeña y accesible, las características esenciales de las unidades geológicas fundamentales de los Andes Fueguinos (Fig. 2). Además de la composición litológica, este sector muestra los principales rasgos estructurales, sucintamente descritos más arriba, producidos durante la orogenia andina. A los efectos de ilustrar con mayor detalle estos rasgos se presenta un perfil con la geología y la estructura del área cubierta en el mapa (Fig. 3).

Sobre el canal Beagle se encuentran representados los esquistos finos, replegados, con granate, que se continúan hacia el S, fuera del perfil, con esquistos psamíticos con biotita y rocas efusivas máficas con metamorfismo a nivel de facies de anfíbolita. Esta unidad, que podría corresponder tanto al basamento pre-Jurásico como a la unidad volcánica basal del Mesozoico superior, probablemente esté tectónicamente sobrepuesta a las tobas y pórfiros de la Formación Lemaire, cuyas facies más gruesas presentan una menor deformación y pliegues más

abiertos. La disposición de la estratificación en esta última unidad sugiere un anticlinal asimétrico, buzante al E-SE, en cuyo núcleo se encontraría la mayor concentración de rocas eruptivas máficas. La Formación Lemaire a su vez está sobrepuesta mediante una falla de bajo ángulo, con inclinación general hacia el S, a la potente sucesión de pizarras y areniscas plegadas de la Formación Yahgán. Entre la depresión donde se sitúan la Ruta Nacional 3 y el valle del río Pipo, en la lomada ubicada al N de la entrada al Parque Nacional, una falla también de bajo ángulo, pero con inclinación general al N, afecta a rocas básicas eruptivas y a las pizarras de la Formación Yahgán.

Otras estructuras de envergadura regional, fuera del área del mapa, como los lineamientos de orientación aproximada E-O, que se corresponden con el canal Beagle, el valle de Tierra Mayor y la depresión del seno Almirantazgo-lago Fagnano, corresponderían a fallas transcurrentes, con desplazamiento levógiro y actividad reconocida desde el Cenozoico (Winslow 1982; Pelayo y Wiens 1989). Más recientemente, Cunningham (1993) otorga a este tipo de fallamiento un papel preponderante en la evolución tectónica del sector, indicando que el mismo habría estado activo desde el Cretácico temprano, con influencia en el cierre de la cuenca marginal del Cretácico temprano.

Independientemente de la indefinición sobre la posición estratigráfica de los esquistos finos del área de bahía Ensenada, la disposición estructural de las unidades ilustradas en el perfil de la Fig. 3 sugiere inversión estratigráfica, con las unidades más antiguas montadas tectónicamente sobre las unidades más jóvenes. Como ya se indicó en las descripciones correspondientes, se ha podido reconocer en el campo que en parte el contacto está dado por fallas de bajo ángulo, con inclinación general hacia el S. En una de ellas, la que define el contacto entre las formaciones Lemaire y Yahgán, existen claras evidencias de que la fractura es posterior a la generación del plegamiento y de la esquistosidad, como se deduce por la presencia de una brecha de falla y el estilo de comportamiento frágil durante la fracturación. A escala más regional, en un marcado lineamiento visible en una imagen radar multitemporal ERS-1 SAR provista gentilmente por la Agencia Espacial Europea (ESA), se observa que esta zona de fractura orientada NO-SE se sigue hacia el NO y O a lo largo de la depresión que conecta el valle del río Pipo y la ladera norte del cordón del Toro, continuándose en Chile en la región situada poco al N del lago Roca. Justamente en este último sector Klepeis (1994) describe una falla de bajo ángulo, que monta al basamento sobre pizarras marinas del Cretácico inferior. Esta falla es interpretada como un corrimiento, con inclinación general hacia el S, caracterizándose la zona de falla por un importante brechamiento de las rocas implicadas. A pesar de que las unidades litológicas involucradas podrían ser

distintas en el sector descrito por Klepeis (1994), es obvio que tanto en Chile como en el sector de bahía Ensenada el significado de esta estructura es el mismo. Consecuentemente, se interpreta también a estas estructuras como pertenecientes a la zona de falla de un corrimiento importante, con vergencia hacia el N, que monta unidades más antiguas sobre otras más modernas, provocando la inversión estratigráfica que sugiere el perfil de la Fig. 3.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Maurizio Fea (Agencia Espacial Europea, ESRIN) la provisión de una imagen satelital multitemporal ERS-1 SAR y a Domingo A. Gagliardini (CAERCEM-CONICET) la provisión de imágenes satelitales SPOT y radar ERS-1 SAR de Tierra del Fuego. Asimismo, se agradece la autorización para trabajar y toda la colaboración recibida por las autoridades del Parque Nacional Tierra del Fuego. Se aprecian las sugerencias y comentarios críticos de los árbitros R. Caminos, C. J. Chernicoff e I. W. D. Dalziel. Este trabajo es una contribución al Proyecto IGCP No 381 Correlaciones del Mesozoico del Atlántico Sur.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R. D., 1988. Estudios geológicos areales y petroestructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 p. (inédito).
- Aguirre Urreta, M. B. y Suárez, M., 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgán, Títoniano-Cretácico inferior del extremo sur de Chile. Actas 4º Congreso Geológico Chileno, 1: 1-16. Antofagasta.
- Andrews-Speed, C. P., 1980. The geology of central Isla Hoste, southern Chile: Sedimentation, magmatism and tectonics in part of a Mesozoic back-arc basin. Geological Magazine, 117: 339-349.
- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Anales 14. Dirección Nacional de Geología y Minería, 188 p., Buenos Aires.
- Bruhn, R. L., 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. Geological Society of America Bulletin, 90: 998-1012.
- Caminos, R.; Haller, M.; Lapido, O.; Lizuain, A.; Page, R. y Ramos, V., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 754-786. San Luis.
- Cunningham, W. D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the patagonian orocline. Tectonics, 12(1): 169-186.
- Dalziel, I. W. D., 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia arc region: A review and progress report. En: Craddock, C. (Ed.), Antarctic Geoscience, pp.111-126. University of Wisconsin Press, Madison.

- Dalziel, I. W. D., De Wit, M. J. y Palmer, K. F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- Fuenzalida, R. y Covacevich, C., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. *Actas 5º Congreso Geológico Chileno*, 3: 159-183. Santiago.
- Hanson, R. E. y Wilson, T. J., 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C. W. (Eds.): *Andean Magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America, Special Paper, 265: 13-27.
- Katz, H. R., 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific. *Nature*, 237: 331-332.
- Katz, H. R. y Watters, W. A., 1966. Geological investigation of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, Southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 9(3): 323-359.
- Klepeis, K. A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics*, 13(4): 882-904.
- Kranck, E. H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4(2): 1-231. Helsinki.
- Nelson, E. P.; Dalziel, I. W. D. y Milnes, A. G., 1980. Structural Geology of the Cordillera Darwin-collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 73(3): 727-751.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R., 1996. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70(2): 272-274.
- Pelayo, A. M. y Wiens, D. A., 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 94(86): 7.293-7.320.
- Quartino, B. J., Acevedo, R. D., Benito, J. I. y Quartino, G. P., 1988. Algunas micro y mesoestructuras en rocas leptometamórficas del Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. *Actas 5º Reunión de Microtectónica*. Córdoba.
- Quartino, B. J., Acevedo, R. D. y Scalabrini Ortiz, J., 1989. Rocas eruptivas volcánicas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 328-335.
- Quensel, P., 1913. Die Quarzporphyr- und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland. *Bulletin Geological Institut Uppsala*, 12: 9-40.
- Suárez, M., Hervé, M. y Puig, A., 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. 12 Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 65. Santiago de Chile.
- Wilson, T. J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District: Chile. *Geological Society of American, Bulletin*, 103: 98-111.
- Winn, R. D. Jr., 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A sedimentologic approach to lithosphere restoration. *Geological Society of America, Bulletin*, 89: 553-547.
- Winslow, M. A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*, pp. 143-153. University of Wisconsin Press, Madison.
- Zubía, M., Godeas, M. y Ametrano, S., 1989. Área Mina Beatriz, Territorio Nacional de Tierra del Fuego, República Argentina: Una manifestación de metales de base estratoligada y singenética. En: K. de Brodtkorb, M. y Schalamuk, I. B. (Eds.): *Depósitos minerales del Cretácico de América Latina, Programa Internacional de Correlación Geológica (IGCP) Proyecto 242, Simposios sobre el Cretácico de América Latina*, C: 15-44.

Recibido: 5 de octubre, 1995

Aceptado: 27 de mayo, 1997

Geología y geofísica de las rocas portadoras de anomalías de torio en los alrededores de la estancia Morro Blanco, Provincia del Chubut

Carlos H. LABUDIA y José KOSTADINOFF

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

ABSTRACT. *Geology and geophysics of rocks bearing thorium anomalies near Morro Blanco ranch, Chubut Province. The interpretation of the measured magnetic anomalies found in the NE sector of the Chubut Province it was to make necessary complementary radiometric observations. The gamma radiation values founded in the quarries near the Morro Blanco ranch, 8 times more higher than the background of the region, required complementary petrographic and geochemical analyses. The results show that anomalies were generated by topaz bearing rhyolitic rocks with Th concentrations of 40 ppm.*

Introducción

En la región nororiental de la provincia del Chubut entre el arroyo Verde, la ciudad de Puerto Madryn y al oeste de la ruta nacional N° 3 se encuentra un paisaje de suaves lomadas y de regolitos con escasos asomos rocosos, que en su gran mayoría, pertenecen al Complejo Marifil. En la zona circundante a la estancia Morro Blanco (Fig. 1), se detectó una serie de anomalías geofísicas que llevó a profundizar un estudio de mayor discriminación. Para ello se planificó una serie de investigaciones del campo magnético terrestre y de la radioactividad natural que correlacionados con los resultados de los análisis petrográficos y geoquímicos de las rocas aflorantes permitieron plantear los modelos geológicos más probables.

Antecedentes

El área estudiada se encuentra en el ámbito geológico de la Hoja 42h, Puerto Lobos (Cortés 1987); en la misma se hace una detallada exposición de la geología regional, tanto de la zona que nos ocupa como de las zonas vecinas y cuenta además, con una extensa bibliografía sobre los trabajos realizados en la región.

Las rocas donde se encuentran emplazadas estas anomalías corresponden al Complejo Marifil (Malvicini y Llambías 1974; Cortés 1981a) compuesto por

manifestaciones volcano-sedimentarias y rocas hipabisales asociadas. Este Complejo se apoya en discordancia angular sobre el basamento Paleozoico y luego es cubierto por sedimentitas continentales cretácicas. La edad de este Complejo comprendería desde Triásico tardío a Jurásico medio.

Con relación a los antecedentes geofísicos Kostadinoff y Schillizzi (1988), determinaron la presencia de un conjunto de anomalías gravimagnéticas entre arroyo Verde y el río Chubut, que permitieron proponer la existencia de nuevas estructuras y la posible litología del basamento geofísico.

Metodología

Al efectuar los relevamientos magnetométricos regionales con una estación cada 4 km, se observó que en muchas áreas de vulcanismo riolítico, las rocas aflorantes presentaban anomalías magnéticas de gran amplitud, mayores de 500 nT. Teniendo en cuenta estas características, en una segunda etapa, se densificó al doble la malla de estaciones (una cada 2 km) y se incluyeron determinaciones radimétricas (radioactividad total gamma). De acuerdo a los resultados se seleccionaron dos áreas que por la magnitud de las anomalías geofísicas y geológicas se consideraron de relevancia científica. En ellas se

procedió a una prospección radiomagnetométrica de detalle con un espaciamiento de una estación cada 50 metros en un diseño radial de 5 brazos.

Finalmente, teniendo en cuenta los caracteres litológicos tales como la fluidalidad de las rocas de los diferentes productos del vulcanismo riolítico y su radioactividad, se extrajeron muestras para el posterior análisis geoquímico.

Las muestras fueron analizadas en laboratorios especializados del Canadá aplicándoseles metodologías específicas de acuerdo a los elementos necesarios y sus compuestos. Las metodologías aplicadas fueron Espectrometría de plasma (ICP) y de Plasma masa (MS) para obtener los niveles más bajos de detección (2 ppm.) de las tierras raras y elementos trazas. Acompañando a estas dos técnicas y cuando era necesario se aplicó el Análisis por Activación Neutrónica (INNA) y Espectrometría de Fluorescencia de rayos X (XRF), con lo cual se pudo obtener una precisión para los óxidos mayoritarios de 0.01%.

El campo magnético terrestre (CMT) se midió con un magnetómetro de precesión protónica siendo la precisión obtenida de ± 1 nT.

Para la confección de mapas y perfiles de anomalías del CMT se consideró la regionalidad y la variación diurna de este campo potencial. Para ello se restaron a las observaciones de campo el International Geomagnetic Reference Field 1990 (IGRF90) y la variación diurna de la estación geomagnética de Trelew.

Para las determinaciones radimétricas se usó un escintilómetro el cual medía la radiactividad total gamma emitida por la existencia de minerales con altos contenidos de ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U y ^{232}Th .

Los valores de radiactividad fueron considerados como anomalías cuando superaban en más de dos veces el *background* natural de la región.

Resultados

Las áreas seleccionadas de acuerdo con las observaciones geológicas de superficie y a las anomalías geofísicas determinadas coincidieron con los destapes de canteras recientemente abandonadas. La de mayor desarrollo areal es la que denominaremos cantera Morro Blanco por encontrarse a 300 metros al nordeste de la estancia homónima, la menor se halla a 7,5 km al este y ha sido designada como cantera punto F39.

Geofísica

En los perfiles de las Figuras 2a y 2b se visualiza una marcada coincidencia entre los máximos de las anomalías magnéticas y de radiación gamma emitida

en ambas canteras. Ferreira y Algarte (1979) encuentran en rocas alcalinas del Brasil una correlación similar, de acuerdo a estos autores los excesos de radiación gama son producidos por las concentraciones de U y Th en los lugares donde las anomalías magnéticas tienen una disposición circular, en correspondencia con la ubicación de las cámaras volcánicas generadoras de las efusiones. En Telford *et al.* (1990) se describen diferentes casos donde se remarca esta correspondencia parametral.

En el mapa de detalle de la cantera estancia Morro Blanco las anomalías del CMT, luego de la extracción del campo regional muestran una singular geometría (Fig. 3).

El pico de este mapa y el anillo de máximos de anomalías magnéticas conforman una secuencia de anomalías solo atribuibles a un enriquecimiento de minerales paramagnéticos en diferentes pulsos de segregación magmática. Al analizar el campo residual magnético se observa en la cantera estancia Morro Blanco un valor máximo de 727 nT y un mínimo de -1407 nT; en tanto en la cantera Punto F-39 las anomalías se encuentran entre 379 nT y -27 nT. Esto indica que está frente a rocas de muy alta susceptibilidad magnética, mayor de 5000×10^{-6} cgs, lo

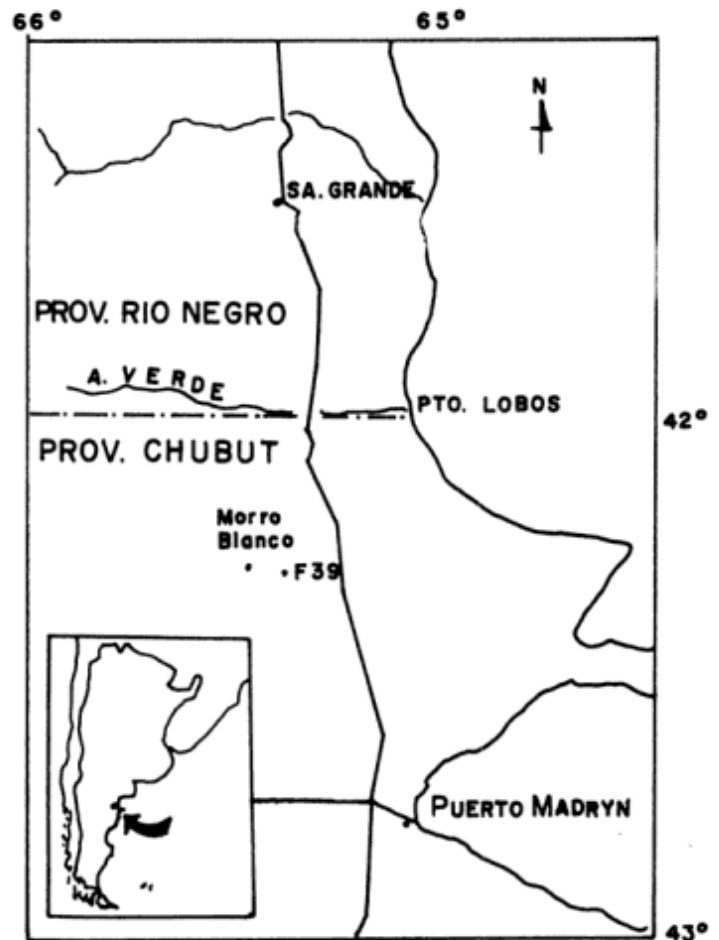


Figura 1: Ubicación del área investigada.

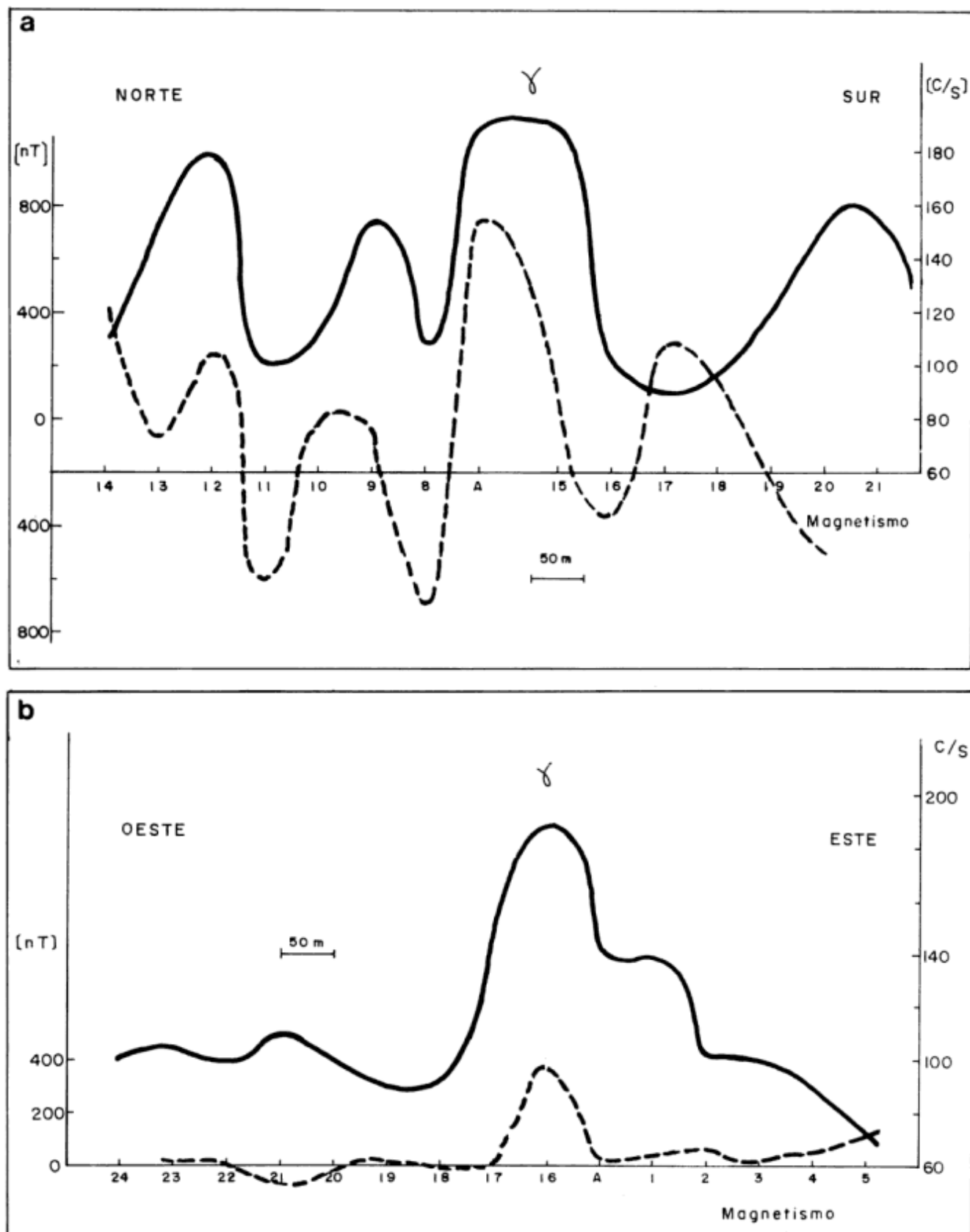


Figura 2: a, Perfil magnetométrico y radimétrico en la cantera Morro Blanco. b, Perfil magnetométrico y radimétrico en la cantera F-39 (7 km al este de estancia Morro Blanco).

cual es sugestivamente muy anormal para este tipo de efusiones volcánicas. De acuerdo a tablas publicadas por Dobrin y Savit (1988) las riolitas con alto contenido de magnetita pueden llegar a tener estos valores pero representan sólo el 1% de este tipo de rocas y el promedio es de 700×10^{-6} cgs por lo tanto los valores de susceptibilidad magnética sugeridos por las anomalías sería debido a concentraciones de magnetita superiores al 2%.

Los valores determinados de radioactividad gamma sobrepasaron al *background* regional, de 75 cuentas por segundo (CPS), por un factor de 8 y su distribución queda representada en la Fig. 4. Estos datos son importantes ya que en la exploración radimétrica se considera que un factor mayor de 3 es atractivo para intensificar la búsqueda de minerales radiactivos (Telford *et al.* 1990).

Sharma (1986) describe a este método como un elemento más de discriminación litológica pues las concentraciones de ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U y ^{232}Th en las rocas son en promedio estables y bien diferenciables. Por lo tanto, ante la uniformidad litológica de las riolitas encontrada en ambas canteras y las anomalías radimétricas halladas se buscó una interpretación geológica. Por ello todo el interés de la exploración se volcó en los resultados de los estudios petrológicos y geoquímicos de las rocas que allí se encontraron.

Petrografía

Las riolitas aflorantes en los alrededores de la estancia Morro Blanco son de color rosado a rosado violáceo; de textura porfírica, con fenocristales subidiomorfos inmersos en una pasta afanítica. Presentan marcada fluidalidad en sentido vertical, que

favorece la formación de lajas de hasta 4 cm de espesor con dimensiones variables. Esta característica disminuye hacia el noroeste y al sur del área considerada, en donde pasa a ser una roca compacta y carente de fluidalidad vertical manifiesta.

Al microscopio la textura de la pasta es de tipo vitrofírica a pseudofluidal con facies eutaxíticas, donde participan vitroclastos y pumitas. Los fragmentos de pumitas se presentan deformados y pseudorientados por compactación, esto se manifiesta en las líneas de pseudofluidalidad que se desarrollan entre los fenoclastos. Los de cuarzo, corroídos por la pasta, son anhedrales con un tamaño promedio de 3 mm.

Los de feldespato potásico, sanidina, son anhedrales con un tamaño promedio de 2 mm. Se presenta maclados según la ley de Karlsbad y se observan texturas filiformes de albitización.

La plagioclasa de composición aproximada Ab90-An10 se presenta en fenoclastos anhedrales maclados según Albita-Karlsbad. El zonado de los mismos es difuso y al igual que la sanidina se presenta albitizada en forma filiforme y también en parches irregulares.

El mafito es biotita, se la observa en finas escamas de hasta 2 mm de longitud, posee fuerte pleocroísmo, de pardo oscuro (z') a pardo (x') y frecuentemente está intercrecida con apatito y opacos.

Tanto los feldespatos como el cuarzo y la biotita disponen sus ejes más elongados en forma subparalela a la fluidalidad de la roca. Los microfenocristales de la roca se presentan muy fracturados y con formas francamente anhedrales. Se observa muy escasa alteración de los minerales como así también una incipiente desvitrificación de la pasta.

Como minerales accesorios se presentan opacos, apatito, zircón, allanita, fluorita y topacio.

Los cristales de zircón no superan 0,15 mm tamaño

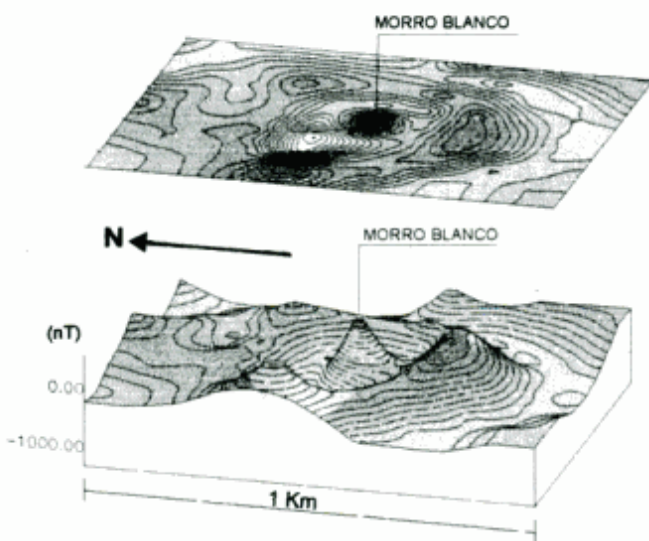


Figura 3: Mapa de anomalías magnetométricas en el sector de Morro Blanco. Líneas cada 50 nT.

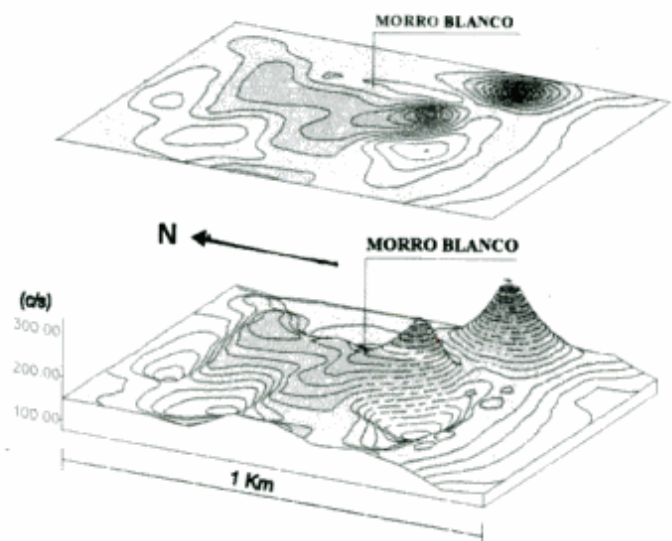


Figura 4: Mapa de anomalías radimétricas en el sector de Morro Blanco. Líneas cada 10 cuentas por segundo.

Tabla 1: Resultados de los análisis químicos de las riolitas del área de Morro Blanco

Elementos	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO%	MgO%	CaO%	NaO ₂ %	KO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Ba ppm
F.39	71.29	0.31	13.44	2.21	0.03	0.39	1.01	3.47	5.58	0.14	479
M. Blanco	72.82	0.21	12.62	1.74	0.06	0.47	0.66	2.72	5.4	0.06	378
Elementos	Sr ppm	Zr ppm	As ppm	Br ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Hf ppm	Hg ppm	Ir ppm	Mo ppm
F 39	225	180	32	6	3	5	4.7	3.9	1	5	5
M. Blanco	116	145	20	4	3	7	16	3.8	1	5	5
Elementos	Rb ppm	Sb ppm	Se ppm	Ta ppm	Th ppm	U ppm	Wppm	La ppm	Ce ppm	Nd ppm	Sm ppm
F39	220	0.5	3	2	32	3,7	3	53.9	90	27	5.5.
M. Blanco	299	0.5	3	2	40	3.6	3	39.3	90	17	3.5
Elementos	Eu ppm	Tb ppm	Yb ppm	Lu ppm	Ni ppm	Vppm	Be ppm				
F 39	0.8	1.3	2.2	0.35	9	62	7				
M. Blanco	0.5	0.9	1.9	0.31	14	56	7				

de promedio, se encuentran zonados y es frecuente que desarrollen aureolas de agregados minerales de difícil determinación pudiendo corresponder a una variedad amorfa (metamítica), aparentemente debido a los efectos de la radioactividad del U y el Th contenidos en el mineral (Winchel *et al.* 1956). Además es común encontrar cristales pequeños intercrecidos en opacos.

El otro mineral accesorio es el apatito, cuyos cristales euhedrales se presentan con un tamaño promedio de 0,2 mm. Una característica distintiva de los mismos, es que en la mayoría de ellos, al microscopio y con luz paralela, presentan una zona central a lo largo del cristal de un tono levemente grisáceo; esta tendencia a la isotropización podría corresponder a efectos de elementos radioactivos contenidos en ellos.

La allanita se presenta en diminutos cristales que no superan los 25 por 17 micrones y con pleocroísmo característico de marrón tabaco (z') a marrón (y'). Algunas veces se presenta en agregados cristalinos de dos o tres individuos.

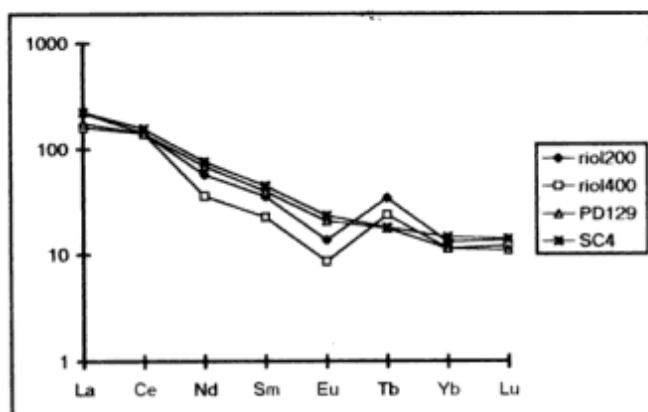


Figura 5: Concentración de elementos, de las tierras raras livianas y pesadas con relación a condritas; riol 200=riolitas de la cantera F-39, 7,5 al este de la estancia Morro Blanco, riol 400=riolitas cantera Morro Blanco, PD 129=riolitas de Puerto Deseado, Pankhurst *et al.* (1993), SC4=riolitas norte de la provincia de Santa Cruz (Pankhurst *et al.* 1993).

Los minerales opacos se encuentran en proporción elevada, llegando en algunas muestras a superar el 2%; los valores promedio se encuentran en el orden del 1%.

Asociados a los minerales citados precedentemente debe destacarse la presencia de fluorita y topacio. El primero de ellos se encuentra en cristales subhedrales incoloros a levemente amarillentos y cuyo tamaño no supera los 35 por 26 micrones.

Los cristales euhedrales de topacio presentan dimensiones promedios de 78 por 26 micrones, con inclusiones de titanita y frecuentemente están rodeados de un grueso borde opaco.

Geoquímica

Estas rocas presentan un contenido moderado de SiO₂, alto de K y Na (Tabla 1) y medios de Ti, Mg, Ca y P. Los contenidos de Al₂O₃ superan el 12% lo que reflejaría un incremento de los componentes feldespáticos especialmente albita.

Al presentar altos contenidos de K₂O y Na₂O ya que la suma de los mismos superan el 8% y una relación K₂O/Na₂O superior a 1 nos llevaría a considerarlas como riolitas o riolitas feldespáticas alcalinas de características peraluminosas donde A/CNK > 1.

Los contenidos de OMn son de 0,06 a 0,03 %, similares a los observados por Christiansen *et al.* (1986) para las riolitas de Thomas Range, EE.UU.

El aumento del contenido de Ca de estas riolitas puede deberse a la presencia de fluorita como mineral accesorio.

El incremento de los componentes feldespáticos y en especial de la albita es una de las características petrológica similar a la observada por Christiansen *et al.* (1984) para riolitas en las cuales el F ha jugado un importante papel en los procesos magmáticos y en la evolución de los elementos trazas.

Las riolitas de Thomas Range, EE.UU. se presentan enriquecidas en algunos de los elementos trazas.

incompatibles (Rb, Th, Be, Pb, Cs e Y) en cambio las concentraciones de elementos tales como Ni, Co y Cr son relativamente bajas. Estas características son coincidentes con las exhibidas por las rocas aflorantes en las canteras Morro Blanco y P 39 (Tabla 1) y donde fueron encontradas las anomalías más importantes de Th y U.

El enriquecimiento en Th como así también en elementos tales como Al, Na, U, Rb y Cs estaría directamente relacionado con la actividad del F, ya que este elemento juega un importante papel en la evolución química de las riolitas con topacio (Christiansen *et al.* 1984) y que en nuestro caso explicaría las anomalías de Th detectadas para las rocas del área de Morro Blanco.

La comparación en la normalización de Th, U, Zr y Ta de estas riolitas y de riolitas aflorantes en el norte de la Provincia de Santa Cruz (Pankhurst *et al.* 1993) con respecto a los mismos elementos de las riolitas de Nathrop (Christiansen *et al.* 1986) (Fig. 6), muestra que la relación del Th es similar para las riolitas del área de Morro Blanco y de la Provincia de Santa Cruz; encontrándose deprimida para la relación del U y Ta, para aumentar luego casi al doble con respecto al Zr.

El zircón y la allanita son los más importantes minerales en el proceso de aporte de U-Th en las rocas y en el caso particular de las riolitas de Morro Blanco donde las concentraciones de Th son de 40 ppm y las de U de 4 ppm.

Las concentraciones de las tierras raras livianas con relación a condritas (Fig. 5), no superan el valor de 200, pero es mayor que la de tierras raras pesadas, esto podría deberse a la cristalización de minerales accesorios tales como el apatito, al fraccionamiento de zircón (proceso observado en las riolitas con topacio de Estados Unidos) y a la allanita.

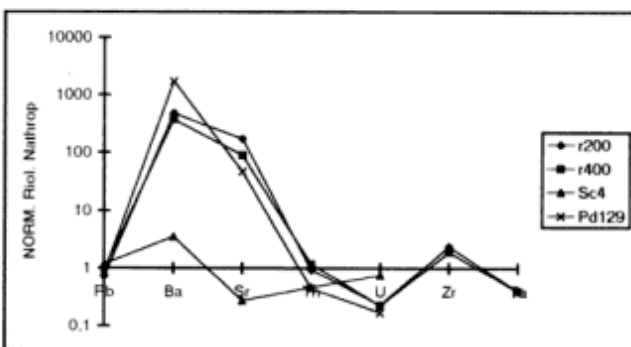


Figura 6: Normalización de los elementos Th, U, Zr y Ta. Relación entre las riolitas Morro Blanco a riolitas Nathrop (USA); riol 200=riolitas de la cantera F-39, 7,5 al este de la estancia Morro Blanco, riol 400=riolitas cantera Morro Blanco, PD 129=riolitas de Puerto Deseado (Pankhurst *et al.* 1993), SC4=riolitas norte de la provincia de Santa Cruz (Pankhurst *et al.* 1993).

Conclusiones

La radiometría y la magnetometría muestran una alta correlación en los perfiles donde la geoquímica halló las más altas concentraciones de Th, 40 ppm. Por analogía con similares anomalías presentes en otras regiones del continente americano se postula que éstas son debidas a cámaras volcánicas riolíticas.

Los valores hallados de Na y K, superior al 8% y la relación K_2O/Na_2O superior a 1 nos permite clasificar a estas rocas como riolitas feldespticas alcalinas con tendencias peraluminosas.

Los altos contenidos de calcio de las muestras se deberían a la presencia de fluorita como mineral accesorio.

Una característica distintiva es que estas rocas presentan enriquecimiento de elementos trazas, tales como Th y Zr al igual que las riolitas de la zona norte de la Provincia de Santa Cruz.

La asociación de este tipo de rocas con yacimientos de fluorita es común. Pero también pueden ser usadas en la prospección de yacimientos de molibdeno subvolcánicos (Burt *et al.* 1982)

Agradecimientos

A la Comisión Nacional de Energía Atómica por el instrumental facilitado. A Guillermina T. Alvarez y a Roberto A. Schillizzi por la corrección del manuscrito y a Luis Ariel Raniolo por la elaboración de algunos de los gráficos. Al CONICET por la ayuda económica recibida, PIB N° 5124/89.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Burt, D.M., Bikun, J.V. y Christiansen, E.H., 1982. Topaz rhyolites-Distribution, origin, and significance for exploration. *Economic Geology*, 77: 1818-1836.
- Cortes, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235.
- Cortes, J.M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 92: 1-92.
- Christiansen, E.H., Bikun, J.V., Sheridan, M.F. y Burt, D.M., 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from de Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *American Mineralogist*, 69 (3-4): 223-236
- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F. y Burt, D.M., 1986. The Geology and Geochemistry of Cenozoic Topaz Rhyolites from the Western United States. *The Geological Society of America, Special Paper*, 205: 1-82.
- Dobrin, M.B. y Savit, C.H., 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. Mc Graw Hill Book Company, 4° Edition, USA.
- Ferreira, F.J.F y Algarte, J.P., 1979. O comportamento aeromagnetométrico - cintilométrico das principais rochas alcalinas dos Estados de Sao Paulo e Paran. Atas do 2 Simposio Regional de Geología: 195-208. Río Claro. Brasil.

- Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A., 1988. Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre arroyo Verde y el río Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 80-90.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*. 2: 185-202. Buenos Aires.
- 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 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 171-178. Buenos Aires.
- Sharma. P.V., 1986. *Geophysical Methods in Geology*. PTR Prentice Hall, Inc. 2 Edition. New Jersey, EE.UU.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., y Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 2 Editions. New York, EE.UU.
- Winchel, A.N. y Winchel, H., 1956. *Elements of Optical Mineralogy. Description of Minerals. Part 2: 1-531*. New York.

Recibido: 18 de octubre, 1995

Aceptado: 10 de junio, 1997

Morfodinámica y evolución histórica de la espiga Punta Popper y la boca de mareas del río Grande, Tierra del Fuego

Gustavo Gabriel BUJALESKY

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

ABSTRACT. *Morphodynamics and historical evolution of the Punta Popper spit and the Río Grande inlet, Tierra del Fuego.* The Río Grande inlet is subject to a significant macrotidal range (up to 8.4 m), high energy waves and strong westerly winds. Reflective beaches and littoral forms are composed of gravel and coarse sand. The regional longshore drift is toward the south. The Punta Popper spit is located at the downdrift side of the inlet, and has grown in a direction opposite to the dominant regional drift. This behaviour should be generated interaction between the strong ebb tidal currents and the refraction of northeastern waves on a broad abrasion platform. Under these conditions, a clockwise sediment circulation cell operates seawards from the inlet. The historical evolution of the spit involves 10- to 13- year cycles of longshore growth, landward retreat and breakdown. Longshore growth is mainly the result of sediment transport and erosion of the back-barrier beach by ebb tidal currents. Wind waves develop in the estuary at high tide and favour the initiation of sediment motion. Littoral drift on the seaward side of the spit is of secondary importance. Sluicing overwash provides sediment to the back-barrier beach and causes a landward migration. When the spit reaches its maximum possible length, the overwash sediment supply is insufficient to compensate the eroded volume at the back-barrier beach. Hence, the landward migration rate of the the seaward shoreline is faster than the back-barrier one. The spit at the throat of the inlet rests on bedrock; it does not migrate significantly, but there is a significant variability of minimum flow area. These conditions cause the breakdown of the barrier spit. A transverse bar, fixed to the seaward shoreline of the spit, forms as a consequence of a minimum flow area reduction, where stronger ebb-tide currents meet the waves. After the spit breakdown, minimum flow area increases, ebb-tidal currents diminish and waves recycle the transverse bar sediments. The inlet-spit system shows a very mature stage and alternates between two extreme levels of organization. The irreversible passage to another form of organization will depend on future significant variations of the physical conditions of the local coastal environment.

Introducción

La desembocadura del río Grande (53° 47' lat. S, 67° 41' long. O) se ubica en el norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 1). Se trata de un área con un régimen macromareal (amplitud máxima de 8,4 m), sometida a olas del Atlántico de elevada energía y a fuertes e intensos vientos provenientes del oeste. Las playas y formas litorales están constituidas por sedimentos clásticos gruesos (grava y arena gruesa).

La forma de los depósitos litorales del sector meridional de la Patagonia y septentrional de Tierra del Fuego señala una deriva litoral dominante hacia el sur. Los principales indicadores geomorfológicos son: a) la elongación hacia el sur de las puntas de acreción (*cusate foreland*) Punta Bustamante (margen septentrional del río Gallegos) y Punta Dungeness (al sur de cabo Vírgenes), b) la espiga Península el Páramo que ha crecido unos 20 km hacia el sur, durante

los últimos 5000 años, c) los cordones litorales de grava, que provocaron la migración de la desembocadura del río Chico hacia el sur unos 22 km, en el Holoceno, d) la derivación de unos 5 km hacia el sur de la desembocadura del arroyo La Misión (actualmente ubicada a unos 5 km al norte de río Grande), e) los cordones litorales de grava de la margen septentrional de esta desembocadura del río Grande que progradaron hacia el interior del estuario. La espiga Punta Popper, situada en la margen meridional de la desembocadura, muestra una progradación hacia el noroeste, opuesto a la deriva litoral regional, como consecuencia de condiciones hidrodinámicas locales.

Este trabajo tiene por objetivos el análisis de: a) el transporte del sedimento en la desembocadura del río Grande en relación a la dinámica de olas y las corrientes de marea; b) la estabilidad de la boca de mareas del río Grande y c) la evolución morfológica histórica de la espiga Punta Popper.

Geomorfología litoral

La línea de costa entre los cabos San Sebastián y Peñas muestra, en planta, una forma suavemente cóncava con rumbo noroeste-sureste. La boca de mareas del río Grande está orientada hacia el noreste (Fig. 2). En el margen meridional de la desembocadura se desarrolla la espiga Punta Popper, constituida por grava y arena gruesa. Presenta un sentido de crecimiento hacia el noroeste, recurvándose hacia el suroeste (Fig. 3). Hacia el pie de su playa atlántica se desarrollan una plataforma de abrasión y barras de arena y grava fina que se extienden unos 750 m hacia el este. Estas barras tienen continuidad hacia el norte de la punta por unos 400 m (expuestos en bajamar) y están limitados en esa dirección por un canal de unos 2 m de profundidad durante bajamares de sicigias y 9 m durante pleamares de sicigias. Este canal se orienta primero con rumbo nor-noreste, luego hacia el noreste y por último hacia el este-sureste. En su flanco septentrional este canal se encuentra delimitado por una extensa plataforma de abrasión, expuesta en bajamares de sicigias y de unos 3000 m de desarrollo hacia el este. En el interior del estuario del río Grande se desarrolla una planicie de mareas.

Entre la desembocadura del río Grande y el cabo Domingo (ubicado a 15 km al noroeste) se desarrolla una planicie de cordones litorales, de unos 250 m de ancho, con diseño paralelo a la costa actual y ubicados al pie de una playa de grava elevada del Pleistoceno ("Sangamon", Formación La Sara; Codignotto 1969; Codignotto y Malumián 1981). Estos cordones litorales muestran un sentido de crecimiento hacia el sureste, internándose en el estuario del río Grande. La playa actual está constituida por arena gruesa y grava fina y mediana. La plataforma de abrasión se angosta hacia el noroeste hasta tener unos 800 m en las proximidades de la Caleta La Misión, inmediatamente al sur de cabo Domingo. Este cabo presenta una costa acantilada de 200 m de largo labrada sobre depósitos del Terciario (areniscas de la Formación cabo Domingo; De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938; Codignotto y Malumián 1981). Este acantilado tiene una altura de 80 m. La plataforma de abrasión situada al pie del acantilado se extiende unos 1000 m hacia el este.

Hacia el sureste de la desembocadura, se desarrolla otra planicie de cordones litorales que se angosta en esa dirección. Estos cordones se encuentran erosionados en su sección meridional, mostrando un

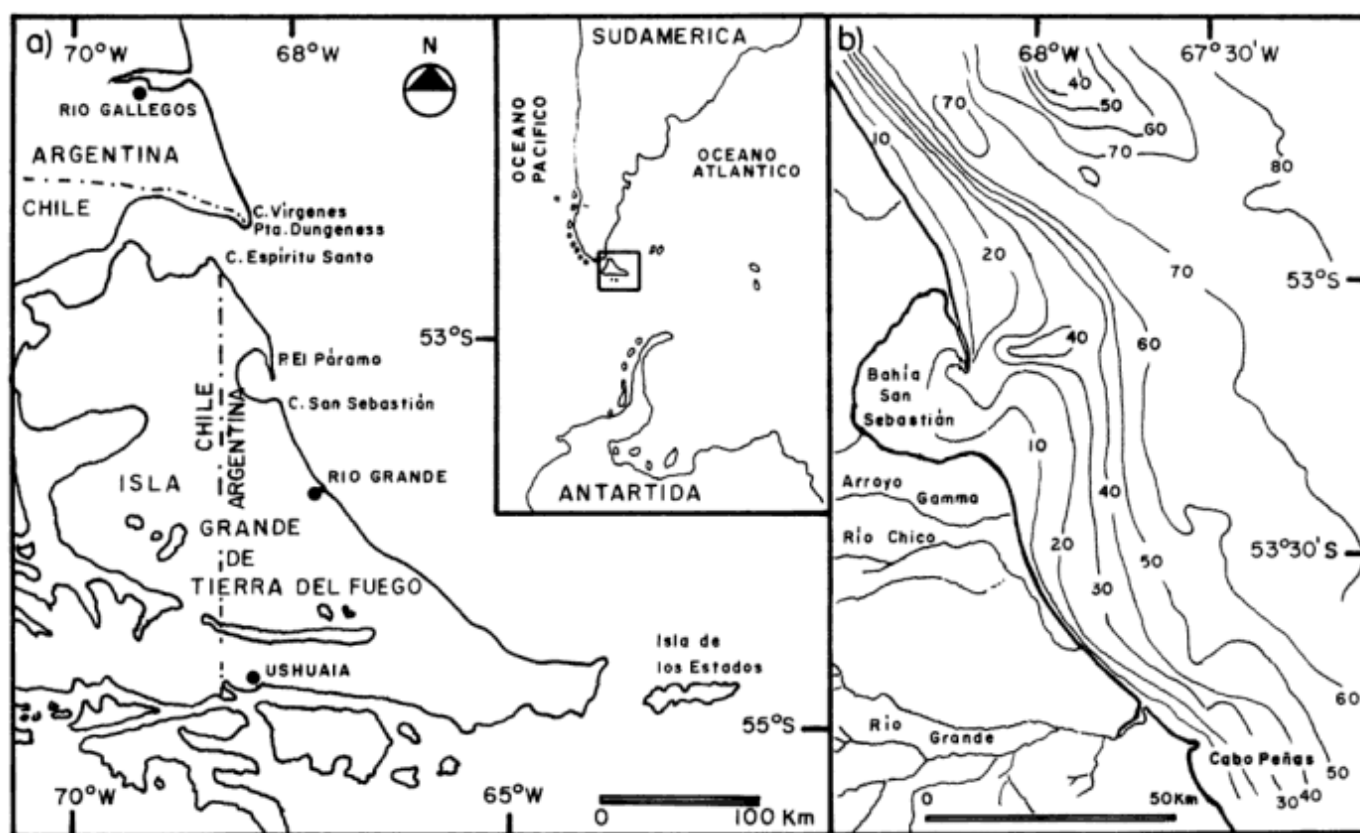


Figura 1: a. Ubicación geográfica de Río Grande. b. Batimetría de la región septentrional de Tierra del Fuego, profundidades en metros referidas al nivel de bajamares de sicigias (documentos utilizados: cartas náuticas 62 y 90 del Servicio de Hidrografía Naval y mapa batimétrico 1:100.000 realizado por Geomarine, 1989, para Total Austral).

sentido de crecimiento y canibalismo hacia el noroeste. A unos 1700 m mar adentro asoma la plataforma de abrasión sobre el nivel de bajamares de sicigia, conformando la denominada Restinga Gusano extendiéndose casi paralela a la costa por 4200 m, con un ancho de 300 a 750 m (Fig. 2). Hacia el sureste y unos 4000 m mar adentro, se halla otra exposición de la plataforma de abrasión: Restinga Exterior, con 2200 m de largo y 900 m de ancho máximo.

Hacia el flanco noroccidental de cabo Peñas se desarrolla un entrecruzamiento de cordones litorales. La costa de cabo Peñas es acantilada y está labrada en limoarcilitas y areniscas limoarcillosas del Terciario (Formación Cabo Peñas; De Ferrariis, en Fossa Mancini *et al.* 1938; Codignotto y Malumíán 1981). Al pie del acantilado una plataforma de abrasión se extiende unos 2 km mar adentro.

En la playa atlántica, se pueden reconocer cuatro zonas: playa de tormenta, zona intermareal alta, zona

intermareal baja arenosa, zona intermareal baja fangosa.

a) Playa de tormenta: se ubica por encima de la pleamares ordinarias y es alcanzada por olas de tormenta u olas de mar de leva de período largo durante pleamares de sicigia equinocciales de perigeo. Está compuesta por grava y arena mediana y gruesa.

b) Zona intermareal alta: está sometida a la acción de olas y mareas durante todo el año y está compuesta por grava y arena mediana y gruesa. La pendiente de esta zona y la anterior oscila entre unos 5° y 7°. La sección alta de la playa de unos 40 m de ancho, se comporta de forma reflectiva.

c) Zona intermareal baja arenosa: está compuesta por arena fina y mediana, posee una pendiente próxima a 1° y una extensión de unos 70 m.

d) Zona intermareal baja fangosa: está compuesta por los limos y arcillas que cubren la extensa plataforma de abrasión, subhorizontal, con pendiente

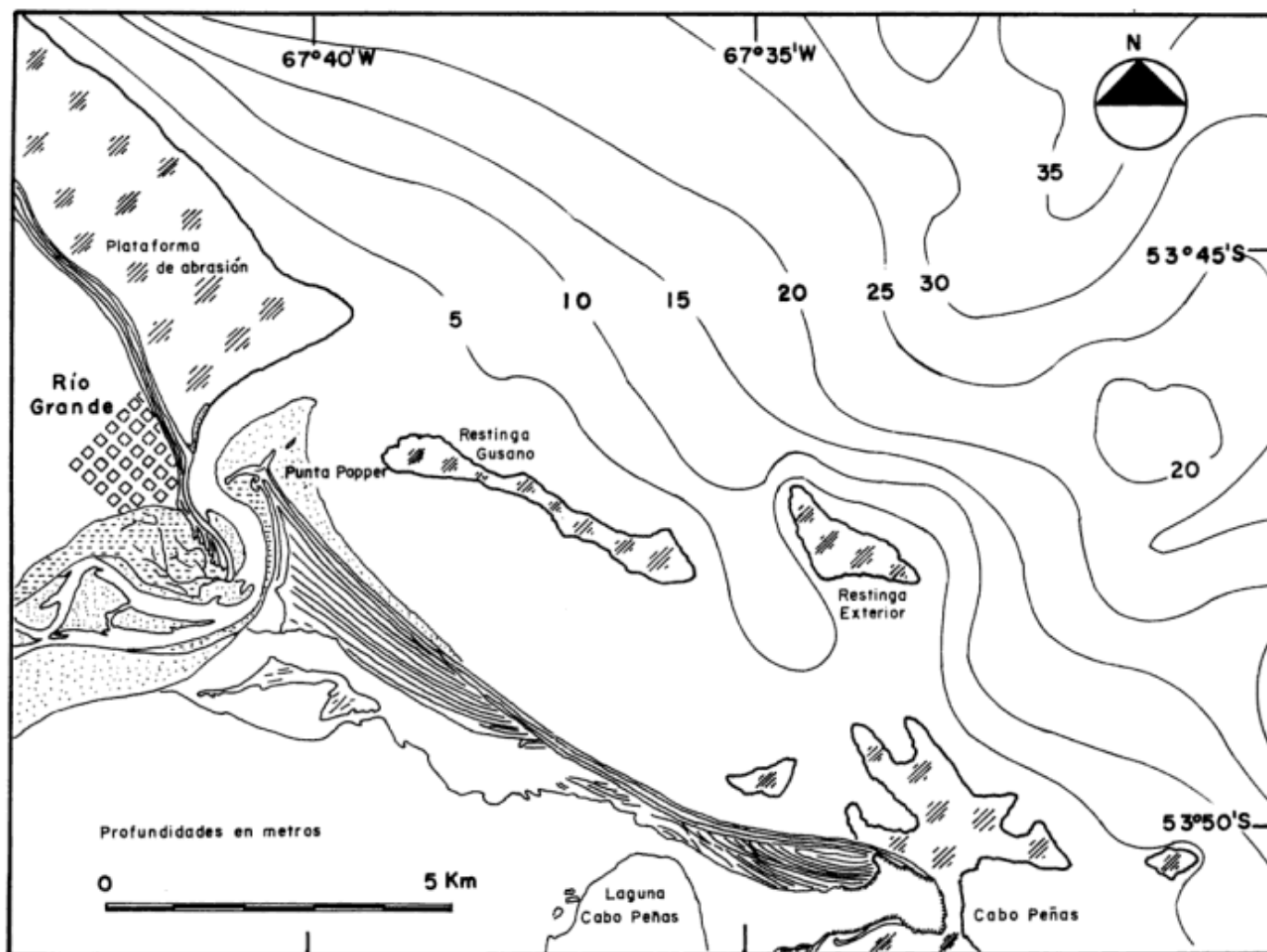


Figura 2: Geomorfología litoral en la desembocadura del río Grande (a partir de fotografías aéreas del S.H.N. 1:20.000 y 1:40.000, 1970/71; profundidades en metros referidas al nivel de bajamares de sicigias, carta náutica H.462 del S.H.N y mapa batimétrico 1:100.000 realizado por Geomarine 1989, para Total Austral).

menor a 1°. Esta zona y la anterior tienen un comportamiento disipativo.

La playa atlántica de la espiga Punta Popper tiene un desnivel medio entre cresta y base de unos 5,16 m con una pendiente de 4° 30'. Para la playa interna el desnivel medio es de 3,7 m y pendientes entre 4° 20' y 9° 11', alcanzándose el valor máximo cuando se origina una escarpa de erosión. Al pie de la playa atlántica afloran los fangos de la planicie de mareas, lo que corroboraría el carácter transgresivo de la espiga.

Condiciones meteorológicas

En Río Grande, la variación anual de temperatura es pequeña, con máximos y mínimos poco extremos. La amplitud de las temperaturas medias mensuales es de 10,8° C. La precipitación de agua puede producirse en forma de lluvia, nieve o granizo. La altura de agua caída anualmente oscila en unos 340 mm, con picos máximos en abril, noviembre y diciembre y mínimos entre los meses de agosto y octubre (Fig. 4; período 1973-1978; Servicio Meteorológico Nacional 1986).

Los vientos presentan un dominio absoluto de la componente del oeste (frecuencia anual de 39,3% y velocidad media de 33 km/h), con valores máximos para los meses de marzo (52,3%-33 km/h) y octubre (44%-37 km/h). Le siguen en magnitud, los vientos del suroeste (frecuencia anual de 11,7% y velocidad media de 30 km/h). 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 la deriva litoral dominante en la costa atlántica tendría su origen mar adentro. Los vientos menos frecuentes son los del sur (1,3% anual, con una velocidad media de 19 km/h). La calma tiene una frecuencia media anual de 24,2% y la temporada más tranquila se da entre los meses de mayo y agosto, siendo junio el mes más calmo (Base Aeronaval, período 1973-1978; Servicio Meteorológico Nacional 1986).

Hidrología superficial

El río Grande es el curso fluvial de mayor caudal en Tierra del Fuego y atraviesa el sector septentrional de la isla de oeste a este. Su cuenca tiene una superficie aproximada de 7000 km², las máximas alturas se ubican en su sección meridional en la sierra de Beauvoir (700 m s.n.m) y al dejar esta región pasa a ser un río meandroso de llanura, con cauce labrado en un sustrato turboso. Sus principales afluentes son los ríos Rassmussen, Menéndez, Mac Lennan, Candelaria, Moneta y Herminita. El río Grande muestra un caudal reducido durante la mayor parte del año y particularmente al finalizar el verano cuando

el aporte por deshielo disminuye en forma considerable. En invierno y a unos 5 km aguas arriba de la desembocadura se produce la congelación de sus aguas. Su mayor caudal registrado, en la sección de cierre de cuenca (Estancia María Behety, 53° 50' lat. S, 67° 57' long. O) fue para el mes de octubre (153,9 m³/seg., 21/10/81) y el menor caudal para agosto (15,2 m³/seg., 12/3/82; Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas 1983). El contenido de sedimentos en suspensión en el río es muy bajo y por lo tanto el promedio de sedimentación (Koudstaal *et al.* 1973).

Mareas

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



Figura 3: Boca de marea del río Grande y espiga Punta Popper en los años 1970 y 1991 (fotos aéreas del S.H.N.). Alturas de mareas de 7,09 m para 1970 y 4,98 m para 1991, referidas al plano de reducción que pasa 4,5 m debajo del nivel medio (calculadas por Enrique D'Onofrio, S.H.N.). En 1970 el desarrollo urbano estaba restringido sobre la terraza marina del Pleistoceno (por encima de los 10m s.n.m.), extendiéndose hacia 1991 al ambiente litoral holoceno, llegando a invadir la planicie de mareas y la playa distal.

dirección noroeste. Mar adentro, esta corriente de creciente tira hacia el oeste-noroeste, mientras que la de bajante lo hace hacia el este-sudeste, con una velocidad aproximadamente de la misma magnitud (Servicio de Hidrografía Naval 1981). La amplitud de las mareas de sicigias equinociales de perigeo para la costa atlántica de río Grande es de 8,4 m y la de cuadraturas de 2,2 m (Servicio de Hidrografía Naval 1995). En el interior del estuario, si bien las pleamares no sufren cambios significativos, las bajamares de sicigias son más altas debido a la escasa profundidad, la conformación topográfica del lecho del estuario (existencia de hoyas) y la influencia del río que aseguran un nivel mínimo de agua (D'Onofrio *et al.* 1989). En la zona de desembocadura se han medido velocidades de mareas de hasta 2 m/s (Laboratorio Nacional de Hidráulica Aplicada 1971; Koudstaal *et al.* 1973).

Olas

IMCOS Marine Limited (1978) realizó una recopilación de observaciones tomadas desde barcos (asentadas en el banco de datos de la British Meteorological Office, Bracknell) para el área oceánica comprendida entre los 52° 30' y 54° 10' lat. S y los 67° long. O y la costa para el período 1949-1968 (Fig. 5). Debido a los fuertes vientos del oeste el clima de olas resulta benigno. La frecuencia de alturas de olas mayores a 3,5 m es muy baja, el 20% de las olas registradas presentaron una altura menor a 1 m. Los registros indican una baja frecuencia de olas de períodos largos y las olas con períodos de 10 seg o más provienen del sector este y noreste.

Mediciones realizadas con ológrafo, durante un año, por la Compagnie de Recherches et d'Etudes Oceanographiques y Geomatter (1985) en la zona de Cullen (52° 49' 19,1" lat. S, 68° 13' 52,3" long. O, 110 km al norte de río Grande) registraron una altura de ola máxima de 5,86 m, una altura de ola significativa máxima de 3,43 m, una altura de ola significativa media de 1,02 m, un período máximo de 17,5 seg, un período significativo máximo de 12,9 seg y un período significativo medio de 5,5 seg. Las olas superiores a 3m correspondieron a períodos de 7 a 9 seg, los períodos más largos estuvieron asociados a alturas de olas de 1,25 m y las olas de mar de leva más fuertes se observaron asociadas a vientos de nor-noreste.

Las olas incidentes sobre la playa de la zona de la desembocadura del río Grande, en pleamar y sobre la zona intermareal alta (con pendiente entre 5° y 7°) dan origen a rompientes de hundimiento (*plunging*). En bajamar, queda expuesta la extensa y subhorizontal zona intermareal baja, originándose rompientes de derrame (*spilling*).

Refracción de olas

Se realizaron diagramas de refracción de olas utilizando el programa desarrollado por Elliot (1990). Para la batimetría de base se utilizaron las cartas 62 (De Cabo Vírgenes a Cabo Peñas, Estrecho de Magallanes, 1:400.000), 90 (Río Grande y proximidades, 1:100.000), H.462 (Río Grande, 1:15.000) del Servicio de Hidrografía Naval y un mapa batimétrico (1:100.000) para el área 52° 30', 53° 50' lat. S, 67°, 68° 30' long. O realizado por Geomarine (1989) para la empresa Total Austral. Las condiciones que se establecieron para los diagramas de refracción fueron un nivel de pleamar de sicigias y olas incidentes de 11 seg (Fig. 6). Se ha observado que las olas de 11 seg de período (o mayores) son las que provocan modificaciones significativas en la playa distal de distintos sectores de la costa atlántica fueguina, tales como sobrelavado y sobredeposición (*overtopping*). Para olas que arriban desde el sector norte al noreste, la topografía del lecho marino causa una convergencia de las ortogonales en la espiga punta Popper y una leve divergencia en la boca de mareas. La convergencia se acentúa, desplazándose ligeramente hacia el noroeste (sección distal de la espiga) involucrando a la boca de mareas, para las olas que provienen del sector N56° 15'E. Durante las pleamares, la Restinga Exterior opera como un punto de convergencia para los frentes de olas de todos los sectores.

Direcciones de transporte litoral

Al noroeste de la desembocadura, domina un transporte de sedimento hacia el sureste (Fig. 7). En

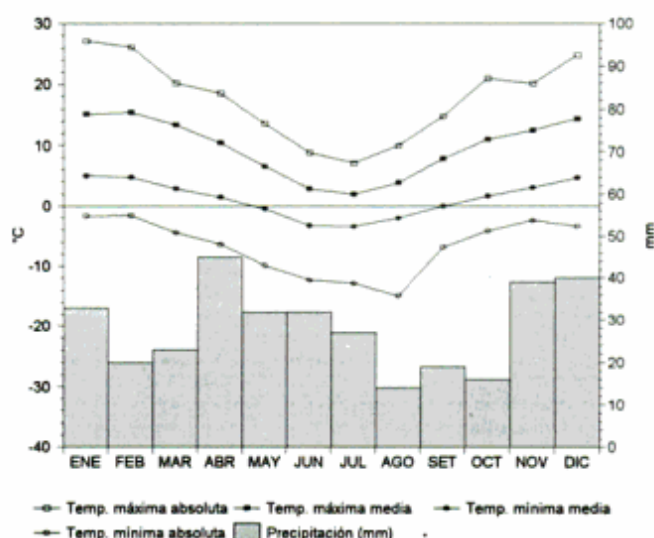


Figura 4: Climograma de río Grande (datos del Servicio de Hidrografía Naval 1986).

condiciones normales de energía este proceso aporta sedimentos a la zona intermareal de la playa actual,

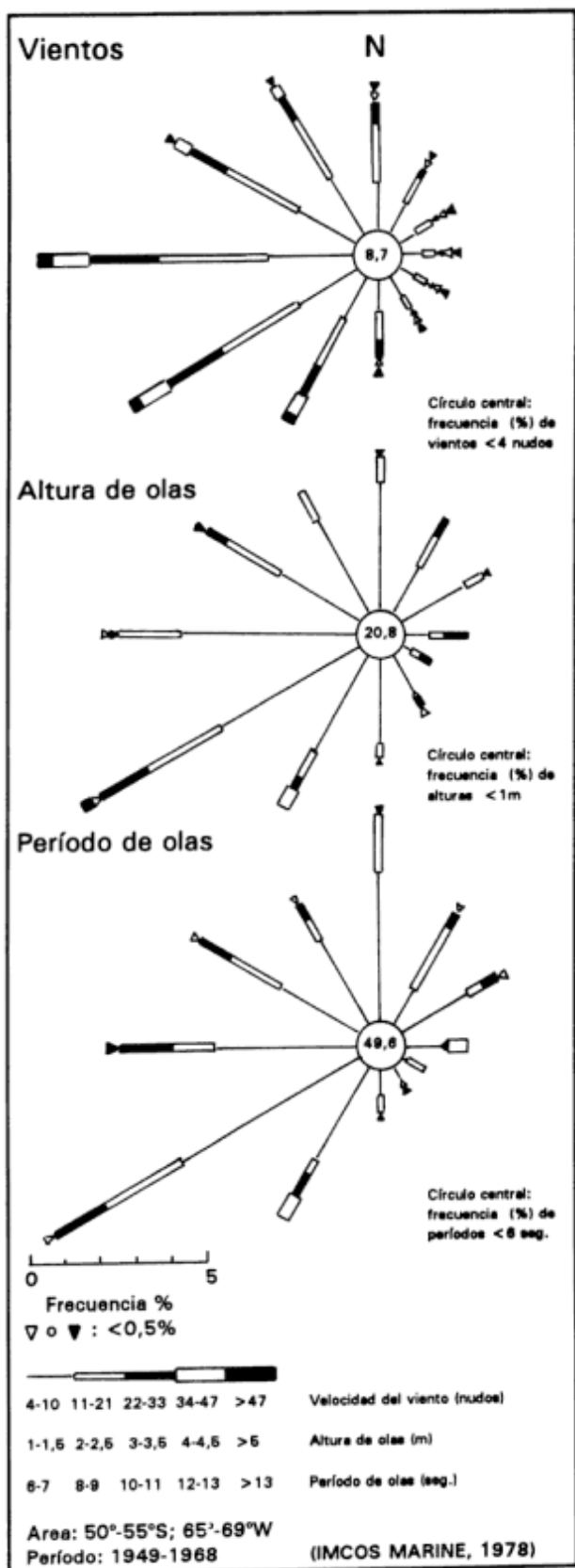
mientras que durante eventos episódicos de alta energía (olas de período largo) y en pleamar, se produce la progradación de cordones litorales hacia el interior del estuario. Koudstaal *et al.* (1973) mencionaron que en la zona del Muelle Fiscal (ubicado en el margen septentrional del estuario) durante la pleamar y con olas de mar de leva de período largo, la agitación violenta que se generaba obligaba a que los buques fueran amarrados desde tierra y a muertos ubicados en el lecho.

Las corrientes de bajante transportan sedimentos hacia el mar, erosionando la zona intermareal de la playa de gravas del margen septentrional del estuario. Posteriormente, parte de estos detritos son movilizados por olas de mar de leva del Atlántico y depositados en la espiga Punta Popper. En la playa del flanco interno de la espiga, las corrientes de bajante transportan los detritos hacia la punta produciendo su elongación y formando una escarpa erosiva. Parte de estos sedimentos son transportados mar adentro. La puesta en movimiento de la grava en la playa interna de la espiga es favorecida por las olas que se generan en el estuario a consecuencia de los fuertes vientos del oeste.

El flujo de agua que descarga hacia el mar el estuario en bajante actuaría como una "espigón o barrera hidrodinámica" (Lynch-Blosse y Kumar 1976), desviando la corriente de deriva regional hacia el mar y originando una celda de circulación, en sentido dextrógiro. Este proceso crea un sentido de deriva local opuesto al regional favoreciendo el crecimiento de Punta Popper en esa dirección. La extensa plataforma de abrasión situada al noroeste de la desembocadura, otorga protección del ataque de las olas a las formas originadas por este proceso. Mar adentro de la desembocadura donde las corrientes de bajante, que fluyen por el canal de mareas, pierden capacidad de transporte se produciría la formación de barras submareales. Las olas de tormenta o de mar de leva provenientes del noreste movilizarían la grava de las barras submareales hacia la costa incorporándolas a la espiga Punta Popper.

Con pleamares de sicigias, las olas atlánticas producen sobrelavado que abarca la totalidad de la espiga, aportando detritos a su flanco interno. Por otra parte, la refracción de olas de período largo del noreste y este-noreste produciría una corriente de deriva a lo largo del flanco atlántico de la espiga en dirección noroeste. El transporte de sedimentos alrededor de la espiga constituiría un sistema casi cerrado, con un aporte limitado del sur (Koudstaal *et al.* 1973) y aporte episódico del norte a la margen septentrional del estuario por olas de mar de leva.

Figura 5: Vientos, alturas y períodos de olas para el área oceánica septentrional de Tierra del Fuego (observaciones tomadas desde barcos y asentadas en la British Meteorological Office, Bracknell; IMCOS Marine 1978).



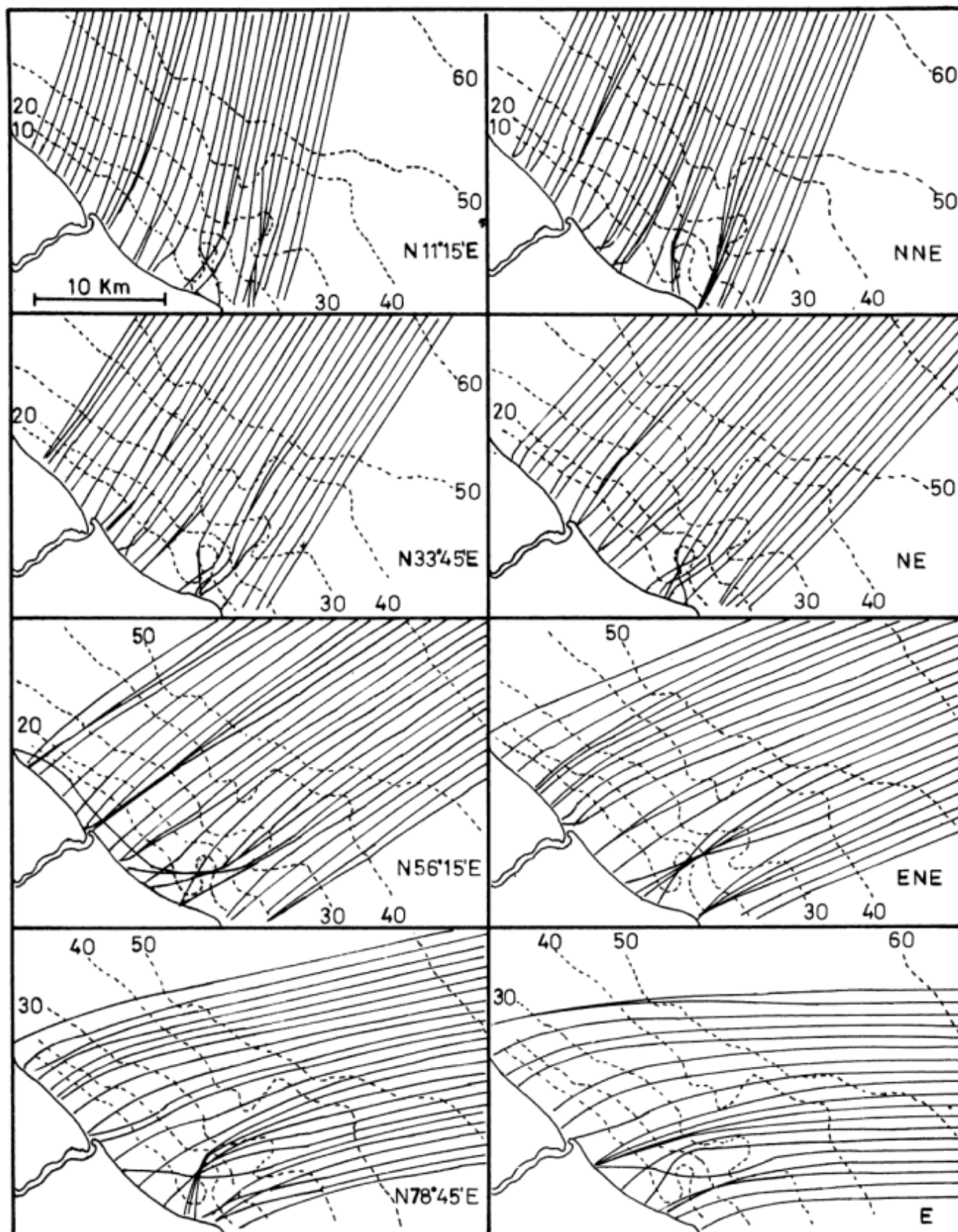


Figura 6: Diagramas de refracción para olas de 11 seg de período, de diferentes orientaciones y un nivel de pleamar de sicigia (profundidades en metros).

Estabilidad y dinámica de la boca de mareas

La relación entre el área mínima de flujo de una boca de mareas (área por debajo del nivel medio de mareas) y el prisma de mareas (volumen de agua que entra o sale por efecto de la marea de sicigia en un estuario) posibilita prever la erosión de desembocaduras subdimensionadas o la depositación en las sobredimensionadas (O'Brien 1969). Las relaciones obtenidas por O'Brien fueron para la costa Pacífica de Estados Unidos y posteriormente ampliadas por Jarrett (1976) para la costa Atlántica y del Golfo de Méjico. El método utilizado por Jarrett (1976) consideraba el cálculo de los prismas de mareas mediante: a) los retardos de la onda de marea dentro de las bahías y lagunas costeras (*cutature method*); o b) integrando los datos de corrientes de mareas cada hora por la sección de desembocadura (*NOS current data method*). Mehta y Hou (1974) consideraron para el cálculo de prismas potenciales la multiplicación de la amplitud media por el área de influencia de la marea en bahías, estuarios o lagunas costeras. Este último método fue adoptado por Isla (1984) para el cálculo del prisma de mareas de la laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) y por Isla y Bujalesky (1995) para varias entrantes costeras de Argentina.

Para río Grande, las áreas mínimas de flujo se obtuvieron a partir de perfiles batimétricos de la desembocadura realizados entre 1945 y 1994 (Fig. 8; Servicio de Hidrografía Naval 1994). El prisma de marea se obtuvo por el método de Mehta y Hou (1974); pero por tratarse de un ambiente macromareal, donde áreas considerables del estuario y de diferente cota quedan expuestas en bajamar, se calcularon volúmenes parciales por sectores e integrando el total. En la Fig. 9 se observa que las áreas de desembocadura mayores a 900 m² están comprendidas dentro del intervalo de confianza del 95% obtenido por Jarrett (1976) para las bocas de marea de las costas Atlántica, Pacífica y del Golfo de Méjico de Estados Unidos. Las áreas menores a 900 m² quedan fuera del intervalo de confianza y reflejando un estado inestable (desembocadura subdimensionada). Si bien las corrientes de marea son fuertes, la composición del lecho del canal (sedimentos compactos del Terciario) condiciona la zona donde se puede producir erosión (Koudstaal *et al.* 1973). El sistema tiende a restablecer el equilibrio por erosión y ruptura de la espiga Punta Popper.

Cambios morfológicos y evolución histórica de la espiga Punta Popper

En la Fig. 10 se observa la evolución de la espiga Punta Popper desde 1945 y realizada a partir de

fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval de los años 1945, 1949, 1959, 1970, 1971, 1973, 1980, 1982, 1985, 1988 y 1991 y levantamientos planimétricos con Sistema de Posicionamiento Global en los años 1994 y 1995 (error ± 5 m; Hormaechea y Bujalesky, en prensa). La espiga evidenció ciclos de progradación seguidos por cortes que ocurrieron en un lapso relativamente corto. A partir del momento en que la espiga registra su menor extensión se produce una progradación longitudinal y un desplazamiento hacia el interior del estuario (espiga transgresiva; Fig. 11). La progradación longitudinal se produce hasta que el área de la desembocadura alcanza un mínimo que pueda descargar el prisma de mareas. A partir de entonces el ritmo de migración lateral hacia el interior del estuario se acelera, cerrando el ángulo que forma la espiga con la playa interna del estuario y con las líneas de corriente de bajante. Este proceso es acompañado por un angostamiento debido a un incremento de la erosión en su playa interna. La disminución del área de la desembocadura ocasiona un aumento de la velocidad de las corrientes de bajante (actuando con mayor intensidad el espigón o barrera hidrodinámica). El encuentro de estas corrientes con

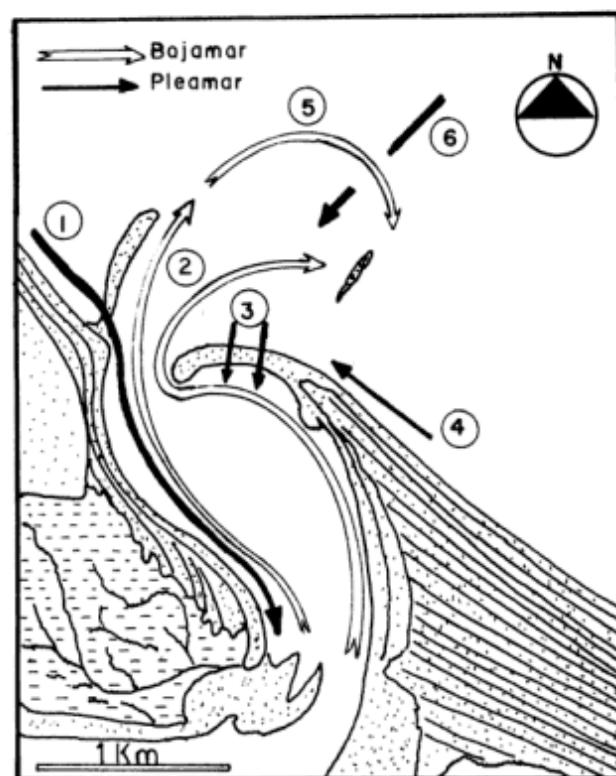


Figura 7: Direcciones de transporte litoral de sedimentos. 1) Deriva por olas atlánticas, en pleamar. 2) Transporte de sedimentos por corrientes de bajante. 3) Transporte por sobrelavado de olas de mar de leva en pleamar de sicigia. 4) Deriva por refracción de olas, en pleamar. 5) Interacción de olas con la corriente de bajante. 6) Migración hacia la costa de barras submareales, formadas por aporte de la corriente de bajante.

los frentes de olas del Atlántico provenientes del noreste produce la depositación de detritos y la formación de una extensa barra perpendicular a la espiga, que crece progresivamente a medida que el área de desembocadura disminuye. El cierre del ángulo de la espiga con las corrientes de bajante, la erosión en su playa interna, la formación de la barra que estorba el aporte de sedimentos hacia la punta desde el flanco atlántico conducen a su ruptura y acortamiento. El área de desembocadura aumenta, disminuyen las velocidades de las corrientes de bajante (decreciendo la acción de espigón o barrera hidrodinámica), posibilitando el redistribución del sedimento de la barra transversal por las olas atlánticas. El ciclo de completo tendría una duración entre 10 y 13 años. Hacia fines de 1995, la espiga evidenció un barrido y aplanamiento de su cresta y dispersión de sus sedimentos, debido a la reducción de su ancho por la erosión en su flanco interno y a la acción del sobrelavado atlántico.

En la zona interior del estuario (submareal) y hacia el mar, las variaciones morfológicas de las barras y canales fueron poco significativas entre 1899 y 1972, observándose solamente un ensanchamiento y profundización del canal principal. En la boca de mareas los cambios transversales estarían vinculados a la evolución de la espiga Punta Popper (Koudstaal *et al.* 1973).

Discusión

Evolución de bocas de mareas

Las bocas de marea tienen su origen a partir de olas de tormenta o por el cierre de bocas de estuarios debido al crecimiento de espigas (Hayes 1991). Las primeras son inestables y efímeras, obturándose por el sedimento transportado por el lavado de las olas o por depositación eólica; mientras que las segundas muestran ciclos evolutivos prolongados. En la región central de Carolina del Sur (Estados Unidos), durante la estabilización del nivel del mar en el Holoceno, islas de barrera pequeñas y de carácter transgresivo se adosaron a los interfluvios que limitaban los valles inundados. En su evolución, estas islas de barrera progradaron desarrollando facies regresivas, creciendo en dirección de las partes más profundas de los estuarios. Los canales principales de las bocas de mareas se estabilizaron en la sección central de los valles originales y, en su mayoría, se encuentran anclados a un sustrato rocoso compacto, sin evidenciar una migración histórica significativa (Zarillo *et al.* 1985; Hayes 1991).

En Argentina, la boca de marea de Mar Chiquita se desarrolla sobre sustrato compacto (plataforma de

abrasión) sumergido (arcilitas arenosas ingresivas de hace unos 4000 años A.P. y limolitas arenosas con entoscamiento y abundante ceniza volcánica del Pleistoceno Superior (Isla 1980; Schnack *et al.* 1980, 1982). El canal al no poder erosionar en profundidad, aumenta su ancho de descarga (Isla 1984).

El estuario del río Grande experimentó un ciclo evolutivo similar al mencionado para la región central de Carolina del Sur. A partir de la inundación de un amplio valle fluvioglacial durante la transgresión del Pleistoceno tardío y posterior desarrollo de facies regresivas, continuando con la transgresión holocena, con un nivel relativo del mar cercano o 2 m por encima del actual hacia los 5000 años A.P. (Mörner 1987, 1989, 1991; Ferrero *et al.* 1989; Bujalesky y González Bonorino 1990; Gordillo *et al.* 1992). Las tendencias históricas del lecho del canal principal de la boca de marea del río Grande son poco significativas, modificándose el área de flujo por erosión o acumulación en la sección distal de la espiga, hecho que evidencia un estadio senil de su evolución.

Dinámica de bocas de mareas

Considerando los procesos dominantes que operan sobre las bocas de mareas estas han sido clasificadas en bocas dominadas por mareas y bocas dominadas por olas. Las primeras, en su forma típica, poseen un canal central profundo (dominado por refluo) extendiéndose mar adentro, con barras extensas que se desarrollan en sus márgenes. Las bocas dominadas por olas se caracterizan por el predominio de un transporte de sedimentos hacia el continente, la presencia de deltas de flujo amplios y multilobulados y deltas de refluo pequeños, cortados por numerosos canales someros. Las bocas de mareas transicionales muestran abundantes bancos que obturan su entrada (Oertel 1975a, 1985; Hubbard *et al.* 1979; Hayes 1991).

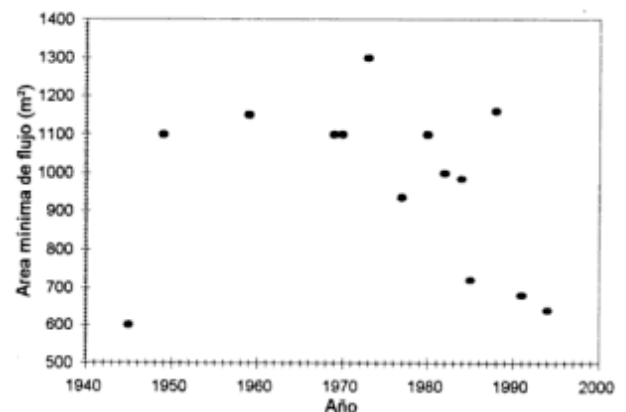


Figura 8: Áreas mínimas de flujo para la boca de marea del Río Grande entre 1945 y 1994.

Generalmente, las costas macromareales (amplitud mayor a 4 m) no desarrollan barreras litorales debido al predominio de fuertes corrientes mareales en una dirección perpendicular a la costa (Davis y Hayes 1984). Las costas macromareales moderadas (3,5 a 5 m) pueden presentar algunas barras generadas por olas pero no desarrollan barreras. Davis y Hayes (1984) mencionaron como excepción a esta regla a la costa de Oregon y Washington, de alta energía de ola (en la clasificación de Davies 1980), y con amplitudes de mareas de hasta 4 m (macromareal moderada en la clasificación de Hayes, 1975, 1979). La morfología de esta costa dominada por olas, con espigas paralelas a la costa desarrolladas en las bocas de los estuarios, esencialmente no presenta deltas de reflujo a excepción de algunas bahías con prismas de mareas voluminosos.

La costa de la región septentrional de Tierra del Fuego es lineal, con espigas y cordones litorales elongados y con un buen desarrollo de su playa, evidenciando condiciones físicas dominadas por olas y corrientes generadas por ellas. La desembocadura del río Grande se ubica en la zona del dominio de mareas y por encima del límite de formación de barreras en el diagrama de Hayes (1979) que establece distintos dominios en base a la altura media de olas y la amplitud media de mareas. La boca de marea del río Grande constituye un ambiente mixto, macromareal y de alta energía de olas, con formas y procesos vinculados a ambos dominios y dependiendo de la etapa del ciclo evolutivo en que se encuentre.

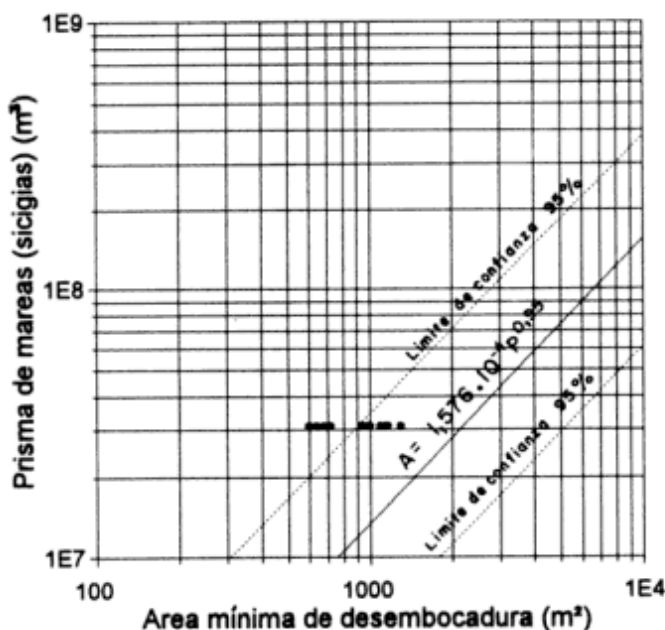


Figura 9: Comparación de las relaciones entre las áreas mínimas de flujo y los prismas potenciales de mareas para la boca de marea del río Grande (1945 a 1994) y la obtenida por Jarrett (1976) para las costas de Estados Unidos.

Lynch-Blosse y Kumar (1976) evidenciaron para la boca de marea Brigantine (New Jersey), un dominio de las corrientes de bajante sobre la deriva litoral regional predominante y la formación de un patrón de circulación local donde la dirección de deriva resultante es opuesta a la regional. Este tipo de bocas de marea muestran el desarrollo una barrera más prominente en su flanco situado deriva abajo, desplazado hacia el mar y con sentido de crecimiento opuesto al regional (boca de marea desalineada deriva abajo, *downdrift-offset inlet*, Lynch-Blosse y Kumar 1976). La corriente de bajante opera como un espigón o barrera hidrodinámica natural desviando la corriente litoral hacia el mar. Bajo estas condiciones, se forma una barra transversal a la costa en el flanco situado deriva arriba del canal de marea, protegiendo contra el ataque de las olas al margen opuesto. Hacia el mar, la interacción del fuerte reflujo con la corriente a lo largo de la costa produce un vórtice, un giro y un retorno de los sedimentos transportados por la corriente de bajante hacia el flanco de la boca de marea situado deriva abajo. El retorno de los sedimentos es en forma de bancos y barras (rampa marginal de bancos) que se van adosando al extremo de la barrera ubicada deriva abajo, formando espigas, favoreciendo su crecimiento en dirección opuesta a la deriva regional. Las áreas detrás de estas espigas son colmatadas por sobrelavado y sedimentos eólicos, estabilizando a la barrera. La migración en sentido opuesto a la de deriva regional opera durante períodos calmos y prolongados (condiciones ordinarias de energía de olas); mientras que con olas de tormenta la boca de marea puede migrar rápidamente y por grandes distancias en la dirección de deriva regional. La migración histórica neta de la boca de marea sería en dirección de la deriva regional.

Oertel (1975b) describió un mecanismo similar para bocas de marea de la costa de Georgia, donde la interacción de la fuerte corriente de reflujo con la deriva litoral genera dos giros, uno dextrógiro y otro levógiro a ambos flancos de la corriente de bajante. Lynch-Blosse y Kumar (1976) interpretaron que esto puede producirse si la corriente a lo largo de la costa es muy débil y no desvía la corriente de bajante hacia el flanco situado deriva abajo.

En la desembocadura del río Grande, la actividad de las olas es significativa, a pesar de la fuerte corriente de bajante, como lo evidencia el sobrelavado de la espiga Punta Popper y su migración hacia el interior del estuario. La relación energía de las olas/energía de la corriente de bajante experimentaría un aumento desde el modelo de Oertel (1975b), pasando por el modelo de Lynch-Blosse (1976) y finalmente la boca de marea de río Grande. El rol fundamental en la protección del flanco situado deriva abajo lo tiene la plataforma de abrasión y la barra transversal del flanco septentrional desempeñaría un rol secundario.

En Río Grande, la contribución de las barras y bancos intermareales al crecimiento de la espiga opera cuando la boca de marea evidencia sus máximas áreas de flujo. A medida que esta se reduce, las corrientes de bajante incrementan su velocidad, estorbando el transporte hacia la punta y favoreciendo la formación de una barra transversal adosada a la espiga. La erosión de la espiga, aumento de área mínima de flujo, disminución de velocidad del refluo, hacen posible que las olas atlánticas retrabajen esta barra.

A partir del análisis de las relaciones de los prismas de mareas y de las áreas mínimas de flujo para las costas de Estados Unidos, Jarret (1976) concluyó que:

a) Las costas de Estados Unidos (atlántica, pacífica y del Golfo) exhiben diferentes relaciones de prismas de marea y áreas mínimas de flujo como resultado de diferencias en las características de olas y mareas y no por la presencia o no de escolleras en los canales.

b) No existe razón para modificar la fórmula de O'Brien (1969) de la relación prisma de mareas *versus* área mínima de flujo para bocas de mareas con escolleras.

Estas conclusiones permiten interpretar a las áreas mínimas de flujo menores a 900 m² como la del río Grande como valores atípicos de la población, resultando en un sistema inestable. La organización de un sistema geomorfológico constituye un desafío a la entropía, permitiendo que adopte estrategias ventajosas para maximizar el uso eficiente de los aportes y sea capaz de reaccionar contra cambios repentinos, evolucionando hacia estados estables de absorción de energía (Carter y Orford 1991). De esta forma, el sistema boca de marea-espiga reaccionaría hacia una situación de mayor estabilidad aumentando el área mínima de flujo a expensas de la erosión de la espiga y la redistribución de sus sedimentos, para iniciar un nuevo ciclo.

Dinámica de barreras de grava

El desarrollo de una barrera depende principalmente de la tasa de acumulación y de su capacidad de elongación (Carter *et al.* 1987). En la etapa de madurez, el desarrollo de las barreras 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 características transgresivas. Esto resulta en 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 empinados y al sobrelavado de sus crestas (Orford y Carter 1982; Carter 1983; 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).

El proceso dominante por el cual las barreras de grava migran hacia el continente es por rodamiento (*rollover*; Orford *et al.* 1990). Los sedimentos del frente de playa son transportados sobre la cresta de la barrera hacia la playa distal por olas de tormenta.

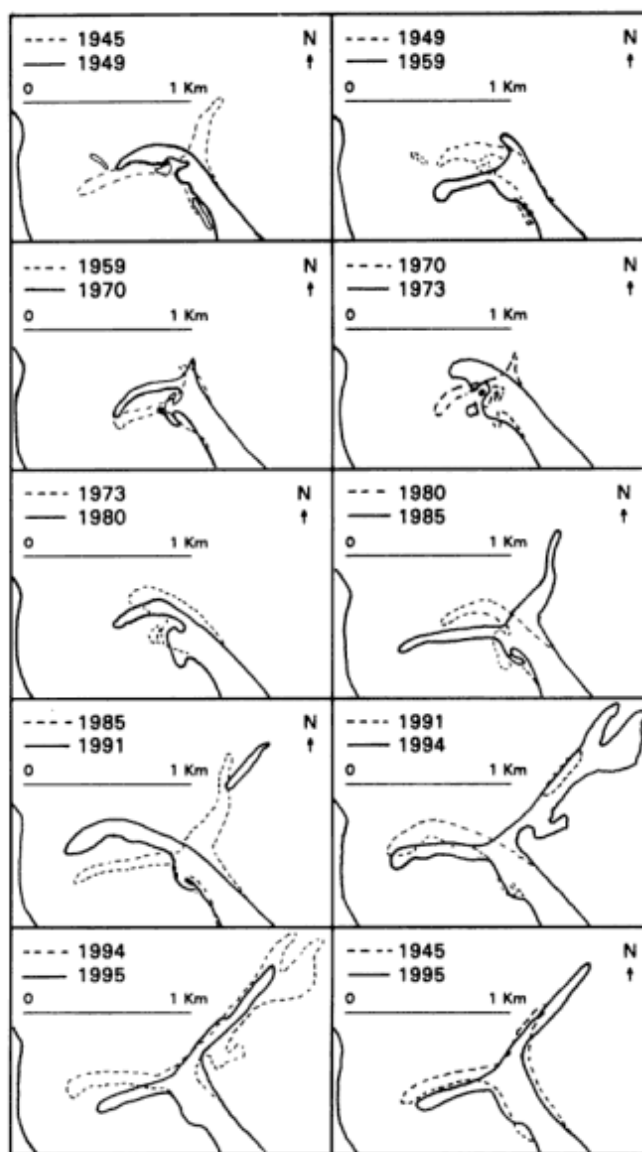


Figura 10: Variaciones morfológicas de la espiga Punta Popper entre 1945 y 1995 (1945 a 1991: a partir de fotografías aéreas del S.H.N.; 1994 y 1995: levantamientos planimétricos con Sistema de Posicionamiento Global).

Allí permanecen pasivos hasta que son enterrados por el siguiente depósito de sobrelavado. Al tiempo que la barrera migra hacia el continente, los sedimentos del flanco interno van emergiendo en el frente de playa, para ser incorporados nuevamente al ciclo. El balance entre la acreción en la cresta de la barrera debido a la sobredeposición (*overtopping*) y la ruptura de la cresta por sobrelavado determina la tasa de rodamiento y migración. Cuando el alcance de las olas playa arriba se eleva, en relación a la cresta de playa, y el volumen de agua se incrementa, la deposición sobre la cresta (sobredeposición) 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). 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 sobredeposición. 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*; Orford y Carter 1982, Orford et al. 1990).

Carter y Orford (1991) establecieron que las barreras alineadas con la deriva, cuando el aporte de sedimentos disminuye o no es suficiente para sostener su elongación, entran en esfuerzo o condición de umbral, seguido por una reorganización en celdas discretas.

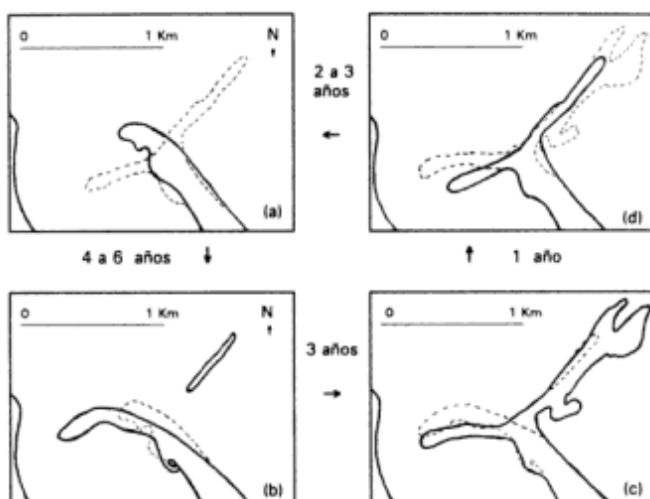


Figura 11: Ciclo evolutivo de la espiga Punta Popper.

En el área de influencia de la espiga Punta Popper, la relación de aporte/pérdida de sedimentos en los últimos 50 años habría estado cercana a la unidad. Cuando la espiga alcanza su máximo largo posible, el aporte de sedimentos por sobrelavado del flanco atlántico, que barre la cresta en toda su extensión, es rápidamente transportado hacia la punta y luego hacia el mar por las corrientes de bajante. Este aporte de detritos no es significativo para la formación de una planicie o abanicos de sobrelavado y al no compensar el volumen erosionado no permite la estabilización de la playa interna. De esta forma, la sobredeposición queda inhibida, la playa atlántica migra más rápidamente hacia el interior del estuario que la playa interna y progresivamente se produce una elongación y angostamiento de la espiga y un cierre del ángulo que mantiene con las líneas de corrientes de bajante. La acción conjunta de estos procesos provoca una reacción del sistema que lleva a la demolición de la cresta de la espiga, la organización de celdas discretas (estado de entropía máxima). Posteriormente, la reorganización de los sedimentos tiende hacia una forma de espiga más estable, tratando el sistema de disminuir el nivel de entropía. La alternancia cíclica entre estos niveles extremos de organización en el sistema boca de marea-espiga estaría reflejando un estadio senil, donde los grados de libertad posibles para la evolución futura de las formas se han restringido a un mínimo. El pasaje irreversible hacia otra forma de organización podría producirse por un ajuste a una variación significativa de las condiciones físicas a las que está expuesto el sistema (cambios relativos del nivel de mar; interrupción del transporte de sedimentos por la construcción de una estructura costera). La dinámica en la playa interna de la espiga Punta Popper debido a la acción de la marea y los fuertes vientos del oeste sobre las aguas del estuario (en pleamar), es un elemento distintivo. Las playas internas de la mayoría de las espigas y barreras del mundo enfrentan aguas tranquilas u olas de muy poca energía y la redistribución de los sedimentos en ellos no es efectiva.

Conclusiones

1. El sistema boca de marea-espiga de la desembocadura del río Grande es un ambiente mixto, macromareal y de alta energía de ola, con procesos y formas relacionados a ambos dominios, dependiendo de la etapa del ciclo evolutivo en que se encuentre.
2. La evolución de la espiga comprende ciclos de progradación longitudinal, migración lateral hacia el interior del estuario y ruptura cada 10 a 13 años.
3. El proceso dominante en la progradación longitudinal de la espiga es el transporte del sedimento y erosión de su playa interna por las

corrientes de bajante. La iniciación del movimiento de los clastos está vinculada a las olas originadas por el fuerte viento del oeste en el interior del estuario. La deriva hacia el noroeste en la playa atlántica desempeñaría un rol secundario en la progradación.

4. El sobrelavado que abarca toda la extensión de la espiga (durante pleamares de sicigias y con olas de mar de leva) aporta sedimentos hacia su playa interna y causa su avance hacia el interior del estuario.

5. Cuando la espiga alcanza su máximo largo posible el aporte por sobrelavado hacia la playa interna no compensa los volúmenes erosionados por las corrientes de bajante. La migración de la playa atlántica hacia el interior del estuario es más rápida que la de la playa interna.

6. El sistema espiga-boca de mareas se torna inestable cuando el área mínima de flujo se reduce a valores menores a 900 m² (desembocadura subdimensionada), pudiendo alcanzar un valor mínimo de 600 m², a partir del cual se produce la ruptura de la espiga.

7. El sustrato compacto del canal de mareas condiciona a que las variaciones morfológicas en la boca de mareas estén vinculadas a la dinámica de la espiga.

8. Las barras longitudinales y transversales al flanco atlántico de la espiga se desarrollan como consecuencia de un incremento en la velocidad de las corrientes de bajante (a partir de la reducción del área de flujo de la boca de mareas) y su encuentro con los frentes de olas atlánticas. Con la ruptura de la espiga, aumenta el área de flujo, disminuye la velocidad de las corrientes de bajante y estas barras son retrabajadas por las olas atlánticas.

9. La gran extensión de la plataforma de abrasión ubicada al noroeste de la espiga le brinda protección de las olas, mientras que la restinga exterior da origen a una convergencia de las ortogonales hacia su punta.

10. El flujo de agua que descarga hacia el mar el estuario en bajante opera como un "espigón o barrera hidrodinámica", desviando la corriente de deriva regional hacia el mar, originándose una celda de circulación (dextrógira) que interactuando con la refracción de olas en la restinga exterior produce un sentido de la deriva opuesto al de la regional favoreciendo el crecimiento de la espiga en esa dirección.

11. El caudal aportado por el río (máximo: 154 m³/s) no es significativo en comparación con el que corresponde al prisma de mareas (1400 m³/s) en la dinámica del sistema espiga-boca de mareas.

12. El sistema boca de marea-espiga se encuentra en un estadio senil de su ciclo evolutivo, alternando entre dos niveles extremos de organización (subdimensionada y sobredimensionada). La evolución irreversible hacia otra forma de organización depender de variaciones significativas de las condiciones físicas a las que se encuentra expuesto.

Agradecimientos

Deseo expresar mi agradecimiento a la Secretaría de Obras y Servicios Públicos de la Municipalidad de Río Grande, especialmente a Jorge Martín, y a la Dirección Municipal de Defensa Civil. A José Luis Hormaechea (Estación Astronómica Río Grande) por su permanente colaboración en las tareas de campo y relevamientos con Sistema de Posicionamiento Global. A la empresa Total Austral por la información inédita suministrada. A Federico Ignacio Isla y Eduardo Malagnino por la lectura crítica del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bujalesky, G. y González Bonorino, G., 1990. Evidence for stable sea level in the late Holocene in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium of Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes (IGCP-274)*, La Plata, CIC, 9.
- Carter, R. W., 1983. Coastal landforms as products of modern process variations, and their relevance in eustatic sea-level studies: examples from eastern Ireland. *Boreas*, 12: 167-1982.
- 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. (Ed.), *Hydrodynamics and sedimentation in wave dominated coastal environments*. *Marine Geology*, 60: 377-389.
- Carter, R.W.G. 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. (Ed.), *Coastal Sediments'91: Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approches to Coastal Processes*, Seattle, Washington, June 25-27. *American Society of Civil Engineers*, New York, 1: 934-948.
- 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*, New York, pp. 1776-1792.
- Carter, R.W.G., 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.
- Codignotto, J. O., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Vírgenes. *Servicio de Hidrografía Naval, Boletín 6 (3)*: 257-263.
- Codignotto, J. O. y Malumíán, 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. *Total Austral, Informe Técnico CREO/1249*, Buenos Aires, Argentina, 399pp. (inédito).
- 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*, Buenos Aires, 81 pp.
- Davies, J.L., 1980. *Geographical variation in coastal development (2nd ed.)*. Longman, New York, N.Y., 212 pp.

- Davis, R.A. y Hayes, M.O., 1984. What is a wave-dominated coast? En: Greenwood, B. y Davis, R.A. (Ed.), *Hydrodynamics and sedimentation in wave dominated coastal environments*. Marine Geology, 60: 313-329.
- Elliot, A. J., 1990. Wave refraction in shallow water. University College of North Wales, Unit for Coastal and Estuarine Studies, Report U90-7, Gwynedd, 27 pp. (inédito).
- 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. 2º Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, 2.
- 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*. Academic Press, pp. 51-86.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Gordillo, S., Bujalesky, G., Pirazzoli, P., Rabassa, J. y Saliège, J., 1992. Holocene raised beaches along the northern coast of the Beagle Channel, Tierra del Fuego, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 41-54.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries: an introduction to the symposium. En: Cronin, L.E. (Ed.), *Estuarine Research*, vol.2, Geology and Engineering, Academic Press, New York, N.Y., pp. 3-22.
- Hayes, M.O., 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. En: Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier islands*. Academic Press, New York, N.Y., pp. 1-27.
- Hayes, M.O., 1991. Geomorphology and sedimentation patterns of tidal inlets: a review. En: Kraus, N.C., Gingerich, K.J. y Kriebel, D.L. (Ed.), *Coastal Sediments 91: proceedings of a Special Conference on Quantitative Approches to Coastal Processes*, Seattle, Washington, June 25-27. American Society of Civil Engineers, New York, 2: 1343-1355.
- Hubbard, D. K., Oertel, G. y Nummedal, D., 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal inlet sedimentary structures and sand body geometry; examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (4): 1072-1092.
- Hormaechea, J. y Bujalesky, G., en prensa. Aplicación del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) al mapeo de barreras y barras intermareales, Río Grande, Tierra del Fuego, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, Barcelona.
- IMCOS Marine Limited, 1978. Meteorological and Oceanographic Study: Offshore Tierra del Fuego. Total Austral, Informe Técnico 78/111, Londres, 17 p. (Inédito).
- Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica, 1983. Estudio hidrológico, hidrogeológico y de calidad de aguas de la cuenca del río Grande (Tierra del Fuego). Gobernación de Tierra del Fuego, Informe técnico, 39 pp. (Inédito).
- Isla, F.I., 1980. Evolución morfológica de la zona de la desembocadura de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense, Resúmenes, CIC, Mar del Plata, pp. 89-108.
- Isla, F.I., 1984. Análisis de variables que rigen la estabilidad y obstrucción de bocas de marea: el caso de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 6: 218-242.
- Isla, F. I. 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.
- Jarrett, J.T., 1976. Tidal prism-inlet area relationship. GITI Report 3, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 32 pp.
- Koudstaal, R., Petroni, R. y Escalante, R., 1973. Estudio sobre el modelo del Puerto de Río Grande, Tierra del Fuego, Argentina (Información de campo-Resumen final, capítulo IV). Asistencia Técnica de Delft Hydraulics Laboratory con el Laboratorio Nacional de Hidráulica Aplicada, Proyecto SF/ARG.21, Informe Técnico, Ezeiza, Buenos Aires, 39 pp. (Inédito).
- Laboratorio Nacional de Hidráulica Aplicada, 1971. Puerto de río Grande, encuesta y estudio preliminar para una investigación sobre modelo. Informe Técnico, Ezeiza, Buenos Aires, 39 pp. (Inédito).
- Lynch-Blosse, M. A. y Kumar, N., 1976. Evolution of downdrift-offset tidal inlets: a model based on the Brigantine inlet system of New Jersey. *Journal of Geology*, 84: 165-178.
- Metha, A. J. y Hou, H. S., 1974. Hydraulic constants of tidal entrances II: Stability of Long Island inlets. *Coastal and Ocean Engineering Laboratory, University of Florida, Gainesville*, 88 pp.
- Mörner, N. A., 1987. Sea level changes and tectonics in Tierra del Fuego. *Bulletin of the International Union for Quaternary Research Neotectonics Commission*, 10: 31.
- Mörner, N. A., 1989. Holocene sea level changes in the Tierra del Fuego region. *Bulletin of the International Union for Quaternary Research Neotectonics Commission*, 12: 85-87.
- Mörner, N. A., 1991. Holocene sea level changes in the Tierra del Fuego region. *Boletín IG-USP, São Pablo, Publicación Especial*, 8: 133-151.
- O'Brien, M.P., 1969. Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. *Journal of the Waterways and Harbors Division, American Society of Civil Engineers*, 95, WW1, 43-52.
- Oertel, G.F., 1975a. Post Pleistocene island and inlet adjustment along the Georgia coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 150-159.
- Oertel, G.F., 1975b. Ebb tidal delta of Georgia estuaries. En: Cronin, L.E. (Ed.), *Estuarine Research*, vol.2, Geology and Engineering, Academic Press, New York, N.Y., pp. 267-276.
- Oertel, G.F., 1985. The barrier island system. En: Oertel, G.F. y Leatherman, S.P. (Ed.), *Barrier Islands*. Marine Geology, 63: 1-18.
- 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., 1990. Gravel migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research*, 7 (2): 477-488.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I., 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la región de Mar Chiquita (provincia de Buenos Aires). Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense, Resúmenes, CIC, Mar del Plata, pp. 229-242.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I., 1982. The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast, province of Buenos Aires, Argentina. En: Colquhoun, D.J. (Ed.), *Holocene sea level fluctuations: magnitude and causes*. University of South Carolina, Columbia, S.C., pp. 143-155.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1981. *Derrotero Argentino*. Parte

- III: Archipiélago Fueguino e Islas Malvinas. Publicación H.203, 4a edición. Armada Argentina, 304pp.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1994. Informe de Avance: búsqueda y análisis de antecedentes. Informe Técnico del convenio entre la Municipalidad de Río Grande y el Servicio de Hidrografía Naval: Tareas a desarrollar en el marco de estudios para la defensa de la desembocadura del Río Grande. (Inédito)
- Servicio de Hidrografía Naval, 1995. Tablas de marea para el año 1995. Puertos de la República Argentina y puertos principales de Brasil, Uruguay y Chile. Armada Argentina, Publicación H 610, 494 pp.
- Servicio Meteorológico Nacional, 1986. Estadísticas meteorológicas (1971-1980). Estadística 36, Fuerza Aérea Argentina, 338 pp.
- 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.
- Zarillo, G.A., Ward, L.G. y Hayes, M.O., 1985. An illustrated history of tidal inlet changes in South Carolina. S.C. Sea Grant Consortium, Charleston, S.C., 76pp.

Recibido: 22 de julio, 1996

Aceptado: 10 de junio, 1997

Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan

S. PAGE, C.O. LIMARINO y A. CASELLI

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

ABSTRACT. *Triassic alkaline basalts of the Ischigualasto-Villa Unión basin, La Rioja and San Juan provinces. The Ischigualasto-Villa Unión basin developed as a consequence of processes taking place at the transition between Sierras Pampeanas and Precordillera, together with the Gondwana extension and ultimate break-up since the Upper Palaeozoic-Triassic (Lower Jurassic ?). In the Ischigualasto region the basin is characterized by accumulations of continental sediments and contemporaneous mafic magmatic rocks. This paper presents data on the basalts and trachytes, which are alkaline rocks of the basalt-trachybasalt-trachyte series. Petrology indicates high pressure and temperature involving the fractionation of olivine, magnetite (Ti-magnetite), ilmenite, cpx, Ca feldspar and apatite. Flows were extruded through fracture-related vents and/or monogenetic volcanoes constructed of piles of thick and viscous lavas. These rocks seem to correspond and are interpreted as being the product of fast magmatic ascent and subsequent intrusion or flow. Temporary storage in smaller chambers at intermediate depth could have been the mechanism for the differentiation process.*

Introducción

Previo a su ruptura en el Cretácico el continente del Gondwana fue afectado desde el Pérmico tardío por procesos extensivos. Los mismos fueron responsables de la formación de numerosas cuencas en el borde occidental del continente (Rolleri y Criado Roque 1968; Criado Roque *et al.* 1981; Uliana y Biddle 1988; Ramos 1988; Uliana *et al.* 1989; Baraldo *et al.* 1990; Ramos y Kay 1991). Por ser portadoras de hidrocarburos, aunque efímeras, muchas de ellas han sido estudiadas en forma exhaustiva. La Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión en particular es una de las regiones clásicas de ambientes de deposición continental y basaltos intercalados. Recientemente esta cuenca fue descrita por Milana y Alcober (1994) como un hemigraben desarrollado sobre una corteza altamente estructurada.

Los basaltos objeto de estudio están ubicados en el borde de la Sierras Pampeanas occidentales, aproximadamente entre los 68° - 67°15' long. O y 29° 30' - 30° 30' lat. S (Fig. 1), en la región comprendida entre éstas y la Precordillera, en la provincia de La Rioja. El área se caracteriza por el desarrollo de una importante sedimentación continental (principalmente fluviolacustre) y la existencia de rocas eruptivas

asociadas. Las rocas volcánicas cubren y están intercaladas en los sedimentos de edad triásica y si bien las exposiciones son buenas el área se encuentra muy erosionada.

Las estructuras dominantes resultan de una reactivación durante el período extensional de viejos lineamientos paleozoicos (Uliana *et al.* 1989; Ramos y Kay 1991; Ramos 1993). El área corresponde a un dominio de intraplaca continental, sometida a esfuerzos transtensivos que habrían producido lineamientos NO-SE y sus conjugados NE-SO con la consiguiente formación de cuencas de sedimentación. Aparentemente el conjunto indica que el ambiente extensional desarrollado durante este período no se prolongó más allá del Jurásico ya que no hay registros más jóvenes.

El objetivo de esta contribución es la de caracterizar el volcanismo generado en este ambiente a través de la petrología y geoquímica del mismo.

Geología regional

En la Figura 1 se esquematiza la geología de la región. El basamento local está constituido por las

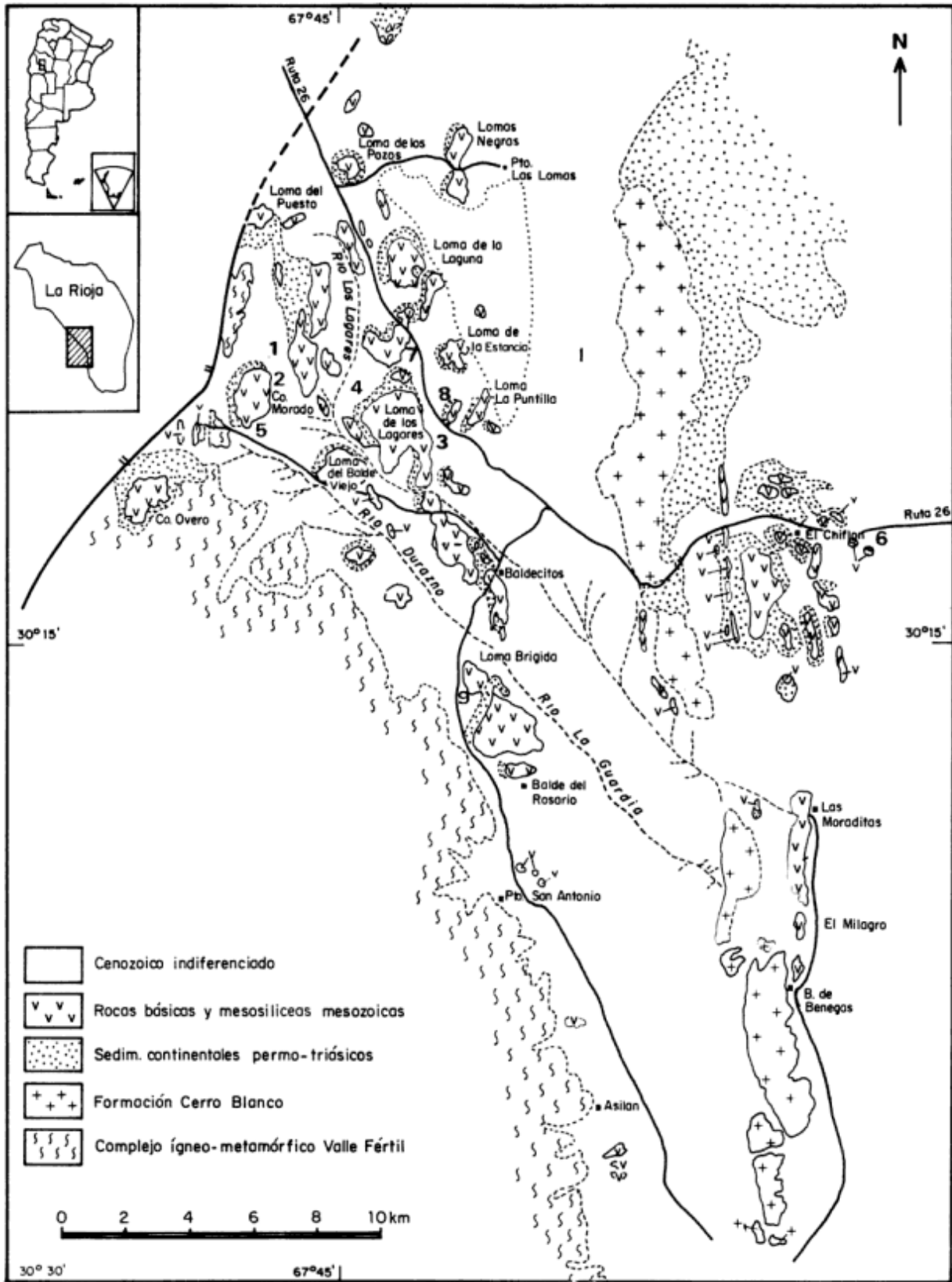


Figura 1: Mapa geológico simplificado del área estudiada mostrando los principales afloramientos de volcanitas. Referencias de los sitios de muestreo; 1, cerro Morado (colada); 2, noreste cerro Morado (colada); 3, cerro Lagares (colada); 4, cerro Lagares (dique); 5, cerro Morado (colada); 6, El Chiflón (dique); 7, loma de la Laguna (colada, muestra 205 en las figuras 4 y 5); 8, loma de La Puntilla (flujo, muestra 206 en las figuras 4 y 5) y 9, loma Brigida (flujo muestra 208 en figuras 4 y 5).

rocas pertenecientes al Complejo Igneo Metamórfico Valle Fértil (Bossi 1971) asignable al Precámbrico y los granitoides que conforman los extensos afloramientos de la Formación Cerro Blanco (Bossi y Herbst 1968) asignada al Devónico inferior-medio. Sobre granitos erosionados de la Formación Cerro Blanco se apoya la Formación Talampaya (Romer y Jensen 1966). En el área estudiada esta unidad se inicia con conglomerados gruesos y brechas, correspondientes a facies de abanicos aluviales, seguida por sedimentitas más finas, principalmente areniscas y pelitas correspondientes a flujos efímeros y barreales. La secuencia culmina con la depositación de areniscas conglomerádicas pertenecientes a sistemas fluviales entrelazados (Caselli *et al.* 1995). En discordancia erosiva se apoya la Formación Tarjados, compuesta por areniscas (desde gruesas a finas), conglomerados, tobas arenosas y tobas (Caselli *et al.* 1995). Sobre esta entidad sobreyace en discordancia erosiva la Formación Lomas Blancas (Bossi y Herbst 1968), en la región de La Torre, y la Formación Chañares (Romer y Jensen 1966) en el sector cercano a la Hoyada de Ischigualasto. La primera se compone fundamentalmente de areniscas y pelitas correspondientes a depósitos fluviales en la base, que gradan a facies lacustres y deltaicas (Guirín *et al.* 1994). La segunda está formada por conglomerados, arenas finas limosas, tobas y chonitas. Probablemente durante el Triásico temprano se iniciaron los derrames e intrusiones someras de las volcanitas alcalinas objeto de este trabajo, prolongándose la actividad ígnea con toda seguridad hasta fines del triásico medio.

Según Milana y Alcober (1994), la cuenca Ischigualasto-Villa Unión se comportó como un hemigraben con su falla principal localizada en coincidencia con el lineamiento de Valle Fértil. Estos autores reconocieron cuatro tecto-secuencias principales, las que representan dos etapas de rifting y dos

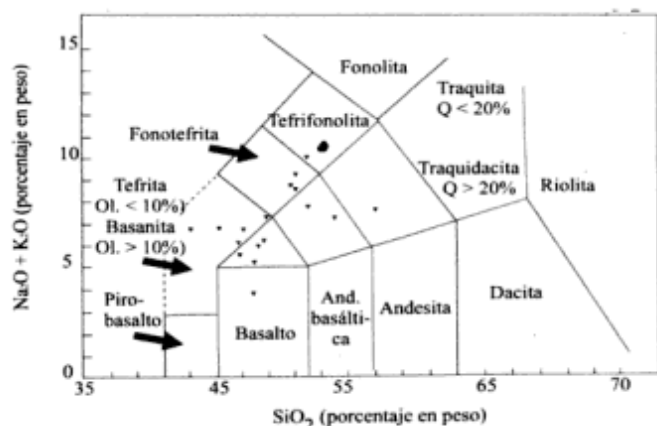


Figura 2: Ubicación de las volcanitas de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión en el diagrama de clasificación de rocas volcánicas (TAS), Le Maitre con recomendaciones de IUGS (1989).

correspondientes a etapas de posrift. La primer secuencia de sinrift está materializada en las Formaciones Talampaya y Tarjados, mientras que la segunda secuencia comprende al conjunto de las Formaciones Ischichuca y Chañares.

La serie eruptiva

Desde un punto de vista descriptivo y de acuerdo a las formas en que se presentan, las rocas analizadas en este trabajo constituyen tres grupos:

1. Los productos de derrames lávicos que parecen haberse producido a través de fisuras, actualmente marcados por cicatrices de material lávico y a través de volcanes monogénicos construidos con flujos espesos y viscosos. Los remanentes preservados permiten inferir que hubo derrames del tipo *flood plain* de gran extensión areal y poco espesor. Se caracterizan por sus texturas de tamaño de grano muy fino, son comunes las vesículas y las amígdalas con alvéolos rellenos por calcita y menos comúnmente sílice, ceolitas o cloritas. Estas rocas se asocian a brechas muy oxidadas formadas por la misma lava, extremadamente viscosa al fluir. Los clastos que componen estas brechas son del mismo material lávico. En algunos lugares se observan efectos térmicos en la base de la colada, o bien depósitos característicos en el techo de la misma. Es frecuente que se encuentran vinculadas a una actividad deutérica y/o hidrotermal importante enriquecida en CO_2 , que reemplaza total o parcialmente los minerales primarios.

2. El segundo grupo corresponde a las rocas

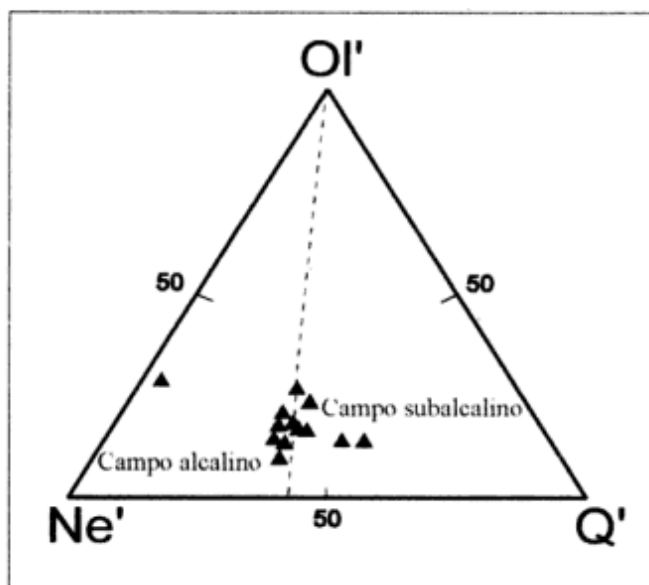


Figura 3: Ubicación de las muestras estudiadas en la proyección del tetraedro basáltico en el diagrama ternario Ol-Ne-Qz, de acuerdo a Irvine y Baragar (1971).

emplazadas como filones capa o cuerpos tabulares concordantes, a veces interestratificados con las rocas sedimentarias que los alojan. Texturalmente son granosas finas a medias, en las cuales se pueden identificar cristales de minerales. Predominan las texturas ofíticas y subofíticas características de emplazamientos someros.

3. El tercer grupo corresponde a diques verticales, los que presentan tanto texturas finas como gruesas, interpretados como los canales de alimentación de los derrames o de los filones.

Todas las rocas mencionadas poseen composiciones básicas o intermedias; muchas de ellas se presentan frescas pero otras tantas se encuentran con distintos grados de alteración. Los productos más comunes son carbonatos (calcita) y en menor proporción ceolitas, cloritas, arcillas y ópalo, calcedonia o cuarzo. La abundancia de carbonatos en estas rocas está asociada a una fase tardía o post-magmática que constituye una confirmación de la abundancia y disponibilidad de CO_2 en el magma.

Mineralogía y texturas de los basaltos y cuerpos intrusivos

Se trata de rocas con variaciones texturales que indican diferentes condiciones de cristalización. Están formadas por fenocristales de olivina, mineral que fue observado en todas las rocas. Se encuentra fresca o reemplazada total o parcialmente por asociaciones pseudomorfas de arcillas y cloritas a veces con iddingsita. El piroxeno es un clinopiroxeno rico en calcio, predomina la augita-augita titanada; en muchas rocas este mineral es un constituyente frecuente como fenocristal y en la pasta (cristales zonales y a veces cribados), en otras rocas se lo encuentra únicamente como constituyente de la pasta y en muy escasa proporción. El feldespato más común es labradorita o una variedad algo más sódica; se observa en cristales tabulares maclados, en unas pocas rocas se identifican núcleos más cálcicos relícticos a partir de los cuales se generó un nuevo feldespato. Unas pocas rocas no tienen plagioclasa, éstas poseen en cambio una mesostasis de feldespatoide muy difícil de clasificar. Unas pocas rocas tienen anfíbol, corresponde a una variedad muy coloreada y pleocroica en tonos pardo rojizos (kaersutita?). Hay abundante magnetita como granos anhedrales o bien pequeños cristales de forma cuadrada en ocasiones reemplazados por hematita. En todas las rocas hay apatita, magnetita e ilmenita en proporciones variables, en cantidades menores hay feldespato alcalino como accesorio.

En general las lavas con texturas muy finas son las rocas con mayor grado de alteración, caracterizada por la formación de carbonatos y óxidos de hierro (hematita) y en menor proporción ceolitas.

Traquibasaltos y traquitas: Corresponden a derrames caracterizados por plagioclasa de composición intermedia y feldespato alcalino, ambos minerales constituyen la especie dominante en ellas. En algunas variedades se observan diminutos cristales de olivina fresca o reemplazada por pseudomorfos. El clinopiroxeno (augita, egrina-augita) puede encontrarse como pequeños fenocristales, como diminutos granos en la pasta o bien estar ausente en la roca. Los accesorios comunes son apatita, magnetita e ilmenita.

Geoquímica

Se ha analizado el contenido en elementos mayores, trazas y tierras raras de muestras, seleccionadas por su representatividad y mayor frescura relativa. Los análisis químicos fueron realizados en los laboratorios de Activation Lab de Canadá.

Estas rocas presentan contenidos de sílice que varían entre 43 y 57%, con altos valores relativos de FeO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y TiO_2 ; enriquecimientos en Cs, Rb, Ba, Nb, Zr, U, Th y las REE con excepción de Yb e Y, que se muestran empobrecidas en relación a composiciones MORB o condriticas.

Se trata de una asociación alcalina con un amplio rango composicional (Fig. 2). De esta forma incluye traquibasaltos, tefritas, fonotefritas, traquiandesitas basálticas y en menor medida basaltos, traquiandesitas y tefrifonolitas. Los gráficos de variación en función de minerales normativos Ne' , Ol' y Q' (Fig. 3) muestran una disposición preferente en el campo de

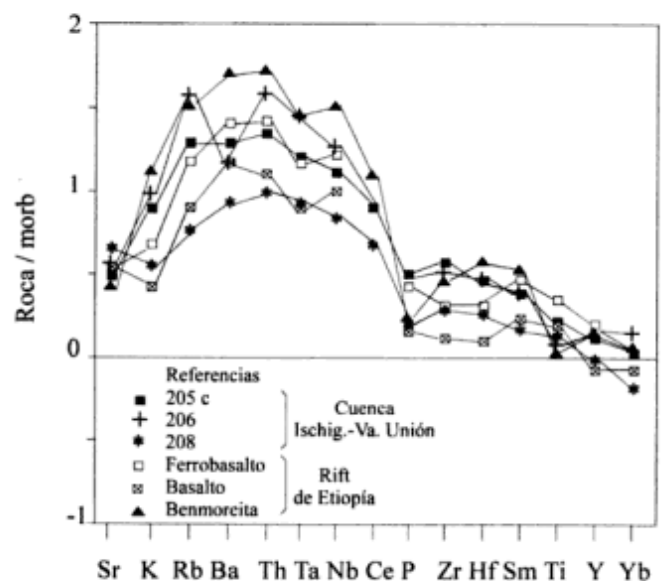


Figura 4: Diagrama de elementos traza normalizados a MORB para tres muestras seleccionadas de volcanitas triásicas de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión. Se proyectan, a modo de comparación, un ferrobasalto, un basalto y una benmoreita provenientes del rift de Etiopía (Africa).

las rocas alcalinas y unos pocos valores en el campo de las rocas subalcalinas. Como la línea central mostrada en la Figura 3 en realidad constituye una barrera térmica y no es posible atravesarla en el curso de la cristalización de un fundido, la única posibilidad de explicar esta configuración es la de tener al menos dos fundidos de aspecto similar y diferente comportamiento termodinámico (Mc Birney 1984). Muchas de estas rocas se encuentran muy oxidadas, por ello los valores de Fe_2O_3 son anormalmente altos y si bien fueron utilizados previa corrección de este óxido según Irvine y Baragar (1971), permanecen lo suficientemente altos como para enmascarar la presencia y/o la cantidad de Ne normativa y distorsionar el diagrama Ne', Ol' y Q'. Sin embargo se considera que hay suficientes elementos aportados por la petrografía y la química como para sustentar con validez al menos dos fundidos basálticos. Estos fundidos de origen común representan diferentes grados de fusión en el manto, lo que les confiere características distintivas y la posibilidad de evolucionar en forma independiente.

El diagrama de elementos traza normalizados a MORB (Fig. 4), permite observar que los elementos más compatibles como Y e Yb no muestran enriquecimiento en relación al MORB pero en cambio los incompatibles como Ba, Th, Ta y Nb se muestran muy enriquecidos. Este enriquecimiento está directamente relacionado a la naturaleza de la litósfera involucrada y a procesos en el manto litosférico, como actividad de fluidos asociados, por ejemplo CO_2 . Este diseño es característico de ambientes de extensión, continental o marino (Pearce 1983). En la Figura 4 se han indicado, a modo de comparación, tres rocas representativas de ambiente de rift continental (Rift de Etiopía).

El diagrama de REE (Fig. 5), asociado al bajo n° de Mg, abundancia de elementos incompatibles como Na y los trazas, nos estaría indicando un bajo grado de fusión. En esta configuración el granate permaneció en la fuente como fase estable es decir no colaboró en la formación del fundido.

Las concentraciones de Ba (158-330) reflejan un probable enriquecimiento. Las relaciones Ba/La (10.72-8.06), Nb/Zr (0.13-0.21) y Rb/Zr (0.06-0.25) muestran variaciones que estarían indicando cierto grado de enriquecimiento en la generación de estas rocas, diferentes fuentes magmáticas, o ambas; otras relaciones como Ce/Zr (0.23-0.25), La/Zr (0.11) se mantienen constantes, incluso en rocas con distintos grados de diferenciación, lo que señalaría una evolución controlada por fraccionamiento y un origen común. Las variaciones en las concentraciones de elementos incompatibles puede interpretarse como variaciones en los porcentajes de fusión del manto.

La relación entre los óxidos de los elementos con SiO_2 muestran una gran variabilidad; esto podría indicar

contaminación cortical, fracciones de fundido originadas a distintas presiones ó distintos grados o fuentes de fusión parcial, o uno o más de estos procesos combinados.

De lo expuesto a través de la información química se interpreta que estas rocas se originaron a partir de una fuente común, que generó porciones de fundidos con distintos grados de fusión. La variabilidad de ciertos elementos observada en algunas rocas es la expresión de cierto grado de variación en la composición global, lo que determinó una segunda serie con características particulares hipersteno normativa. En algunas localidades las rocas muestran evidencias de cristalización fraccionada.

El grado de fusión debió irse incrementando con el tiempo en forma simultánea al mayor volumen de material producido por lo que debe haber una relación en función del mismo: rocas más jóvenes menos alcalinas, por lo tanto más evolucionadas; todavía y sin un estrecho control cronológico esta afirmación no es posible de confirmar con la información disponible. Sin embargo es posible notar que las rocas aflorantes en los sectores más alejados de la cuenca o pertenecientes a los niveles inferiores de la secuencia son las menos evolucionadas y por lo tanto más fuertemente alcalinas, como las expuestas al norte del área estudiada en el paraje de La Represita (Azcuy y Morelli 1979).

En estas rocas es común la presencia de CO_2 , en la forma de carbonatos, característica de una etapa postmagmática o tardío-magmática. Este es un constituyente estable e importante del manto por el grado de actividad y la posibilidad de combinarse con elementos litófilos. La solubilidad aumenta con la temperatura y la presión, por lo tanto se deduce una relativamente alta proporción de este gas en el fundido así como de fósforo y baja proporción de H_2O .

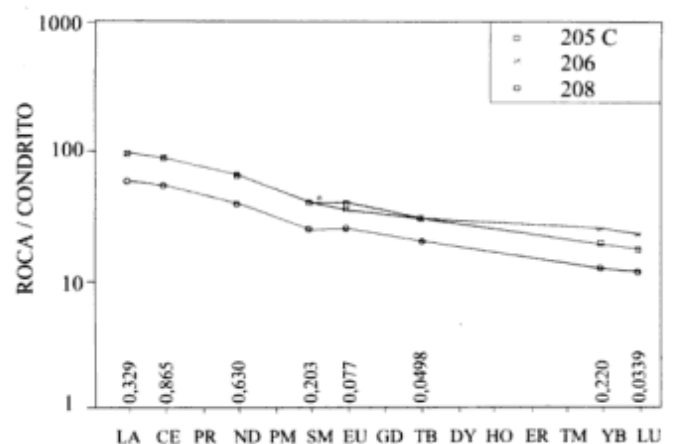


Figura 5: Diagrama de REE normalizados a condrito para las mismas muestras de la Figura 4. Los valores de normalización se indican en la figura.

Discusión

La petrología indica que la serie se originó en condiciones de alta temperatura y alta presión involucrando la formación de olivina, magnetita (Tímagnetita), ilmenita, clinopiroxeno, plagioclasa, feldespato alcalino y apatita.

A través de la información petrológica y química se sabe que están presentes al menos dos asociaciones magmáticas diferentes, ambas con un origen común pero producto de diferentes grados de fusión. Evolucionaron independientemente debido además a cierto grado de cristalización fraccionada. Las dos series se distinguen:

- La primera por su naturaleza pobre en Mg y Cr con abundante Fe y litófilos, lo que sugiere una fuente rica en clinopiroxeno. Son primitivos y representan un muy bajo grado de fusión.

- Los valores altos de Mg y Cr caracterizan la segunda serie. Está enriquecida además en litófilos. Si bien son de naturaleza primitiva el grado de fusión ha sido bajo.

Ambos grupos evidencian cierto grado de cristalización fraccionada.

De acuerdo con esto: los basaltos expuestos en La Torre, Salina de Bustos, en la ruta a Villa Unión entre otras, son de tipo alcalino nefelino normativas y las rocas expuestas en Loma Brígida, Los Baldecitos, entre otras son subalcalinas hipersteno normativas. Si bien ambas tienen un origen común y son petrográficamente alcalinas las segundas han evolucionado en forma independiente.

Los derrames e intrusiones más voluminosas se producen durante los períodos de mayor actividad tectónica, hay escasos registros previos y emisiones tardías no datadas aún. Las rocas aquí descritas se derramaron o intruyeron sobre fanglomerados y facies fluviales de alto régimen, areniscas con importante participación de material volcánico ácido, material que esta presente aún en las facies menos energéticas con una cuenca parcialmente colmatada. Corresponden con la primera etapas extensivas del rift.

Es factible que el estacionamiento de material basáltico en la corteza haya contribuido a la formación de cámaras diferenciadas, responsables de la generación de variedades de composiciones intermedias.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Susan Kay por la revisión crítica del manuscrito. Este trabajo fue financiado parcialmente por el Subsidio Ex: 69 de la Universidad de Buenos Aires.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18e, Paganzo. Servicio Geológico Nacional, 91 páginas. Buenos Aires. (Inédito).
- Baraldo, J., Monetta A. y Soechting W., 1990. Triásico de San Juan. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. Actas 11° Congreso Geológico Argentino: 124-139. San Juan.
- Bossi, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Actas 1° Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 2, 1: 611-626. Madrid-Lisboa.
- Bossi, G.E. y Herbst, R., 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, provincia de La Rioja, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (1): 45-55.
- Caselli, A., Guarino, M.M., Genovesi, L. y Limarino, C.O., 1995. Caracterización petrológica del relleno inicial de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión en los alrededores de La Torre, Provincia de La Rioja. Actas Evolución tectosedimentaria de Cuenca de Antepaís, Resúmenes: 4. San Juan.
- Criado Roque, P., Mombrú, C.A. y Ramos, V., 1981. Estructura e Interpretación Tectónica. Relatorio 8° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis: 155-192, San Luis.
- González, R.P. y Toselli, A., 1971. La Efusividad del Mesozoico Argentino y su Relación con Areas Sudamericanas. Anais do 25° Cong. Brasileiro de Geologia, 259-272. Brasil.
- Guirin, R.A., Limarino, C.O., Caselli, A.T., Net L. y Page S., 1994. Sedimentología de las facies lacustres de la Formación Lomas Blancas (Triásico medio, Cuenca Ischigualasto, Villa Unión). Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología, 307-312. S.M. Tucumán.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Science, 8: 523-548.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Mc Birney, A.R., 1984. Igneous Petrology. Freeman, Cooper & Company, 504 pp. San Francisco.
- Milana, J.P. y Alcober, O., 1994. Modelo Tectosedimentario de la Cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49: 217-235.
- Monetta, A., Baraldo, J.A., Lanzilotta, M. y Cisneros, H., 1993. Los basaltos del borde oriental de la cuenca de Ischigualasto y su posición geográfica. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. 2: 71-77.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Geology Series, 272 pp.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America—a collisional history. Episodes, 11: 168-174.
- Ramos, V.A., 1993. El Magmatismo Triásico-Jurásico de Intraplaca. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 1: 79-86.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper, 265: 79-92, Boulder, Colorado.

- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P., 1968. La Cuenca Triásica del Norte de Mendoza. *Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 5: 1-76, Buenos Aires.
- Romer, A.S. y Jensen, A., 1966. The Chañares (Argentina) Triassic Reptiles Fauna II. Sketch of the Geology of the Río Chañares. Río Gualo Region. *Breviora*, 252 pp. Cambridge.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic extension and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic Extension and the Formation of Argentine Sedimentary Basins. In: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (Ed.): *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 46: 599-614.

Recibido: 16 de agosto, 1996

Aceptado: 10 de junio, 1997

Fases de deformación dúctil en formaciones eopaleozoicas de la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico

A. MASSABIE, D. MUTTI, A. SANGUINETTI, M. CEGARRA y M. MOZETIC

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

ABSTRACT. *Ductile deformation phases in eopalaeozoic formations in the Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero and their stratigraphical significance.* In the south of Santiago del Estero Province and in the north of Córdoba Province, the regional outcrops of Late Precambrian igneous-metamorphic basement show a N to NE tectonic trend which varies from the mainly N-S trend of the hills of central and southern Córdoba ranges. This ancient basement is dominated by granites and acidic porphyritic rocks which are best exposed in the Ambargasta Hills. Minor outcrops of medium-high grade metamorphic rocks (gneisses, schists, amphibolites and marbles) are better exposed in the central and southern Córdoba ranges. In the main, this paper deals with unconformable overlying Eopalaeozoic folded quartzose sandstones, conglomerates and pelitic hornfels that compose the El Escondido and La Clemira formations, almost exclusively confined to the Ambargasta hills. The folded rocks are partially affected by contact metamorphism associated with intrusive granites dated as being of Late Cambrian (K/Ar 517 ± 15 Ma, intruding La Clemira Formation) and Carboniferous age (K/Ar 325 ± 10 Ma, intruding in El Escondido Formation). The lithologic characteristics and location of these units, at the western boundary of the Chacoparaná Basin, allow correlation with the subsurface marine Early Paleozoic units of that basin. However, tectonic studies by means of statistical mapping of ductile deformation structures (So; fold axis measurements), show the preservation of D2 (328) and D3 (18) deformations of Late Cambrian to Ordovician-Silurian age in El Escondido Formation, and recognized in several locations in the regional Late Precambrian metamorphic rocks of the Córdoba Pampean ranges. The stratigraphical position of the La Clemira and El Escondido Formations is restricted to the Cambrian-Early Ordovician, and could probably correlate with Las Breñas Formation or the Cambrian-Ordovician deposits of the Las Breñas Basin. A modification of the boundary of the Early Paleozoic Chacoparaná and the Las Breñas basins is therefore suggested, extending them towards the southwest over the southern Santiago del Estero Hills.

Introducción

La región de estudio se localiza en la porción serrana austral de la provincia de Santiago del Estero. Incluye el extremo septentrional del cordón de las Sierras Pampeanas orientales, correspondiente a las poco destacadas serranías de Ambargasta y Sumampa. La ubicación de la comarca de interés (Fig. 1) destaca los lugares donde se han efectuado relevamientos de detalle y su proyección a un tramo del borde occidental de la cuenca chacoparanense.

La finalidad de este trabajo es aportar al posicionamiento estratigráfico, a partir del conocimiento de la deformación experimentada por unidades litológicas que fueran señaladas por Quartino (1968) bajo las denominaciones de formaciones La Clemira y El Escondido y asignadas por el mismo autor al Paleozoico temprano en aquella

ocasión y también en una contribución reciente (Quartino y Quartino 1996), edad que en lo referente a La Clemira fuera mantenida por Castellote (1982). Dichas unidades, que tendrían afloramiento casi exclusivo en esta comarca, (Bodenbender 1905; Beder 1931; Lucero 1969; Quartino *et al.* 1978; Massabie 1982) se preservan como relictos de una cubierta sedimentaria antigua, regionalmente discordante sobre el basamento metamórfico neoproterozoico de las Sierras Pampeanas orientales. La base de estas unidades sedimentarias - metasedimentarias no ha sido observada en forma directa, no obstante, los criterios para suponer una relación de discordancia se basan en un contraste marcado expresado por un cambio en el tipo y grado metamórfico con respecto a la unidad estratigráfica inmediata inferior, de extensión regional.

En este trabajo se presenta una ampliación de la

caracterización litológica (Quartino *et al.* 1978) y se aportan los resultados de relevamientos estructurales detallados de estas unidades efectuados en la región de la sierra de Ambargasta, los cuales han permitido identificar fases de deformación dúctil expresadas en plegamiento y geometrías característicos de interferencia comparables con aquellas que fueron

previamente analizadas por Dalla Salda (1984) y Mutti (1987) en las Sierras Pampeanas de Córdoba. Sobre esta base y teniendo en cuenta el conocimiento estratigráfico y tectónico regional, se analiza el posicionamiento temporal de las unidades y su probable significado en la historia geológica de la cuenca chacoparanense.

Marco geológico

Sobre la base del conocimiento geológico regional

(Methol 1958; Lucero 1969; Gordillo y Lencinas 1979) se pone de relieve que a partir de la megafactura diagonal Dean Funes - Avellaneda en la provincia de Córdoba, hacia el norte, cobra independencia morfoestructural la sierra Norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero (Massabie 1987), la cual presenta un arrumbamiento NNE, a diferencia del restante sistema serrano cordobés que muestra en conjunto una disposición submeridiana hasta NNO (Fig. 2).

La composición geológica en este tramo septentrional amerita también destacar particularidades significativas en cuanto a las unidades de basamento y cubierta que la integran. Dentro de las entidades del basamento hay un predominio de rocas graníticas, acompañadas por una profusión de pórfidos de composición ácida, expuestos principalmente los últimos en la sierra de Ambargasta. En la comarca considerada tiene relativamente escasa extensión aflorante la unidad más antigua, correspondiente a las

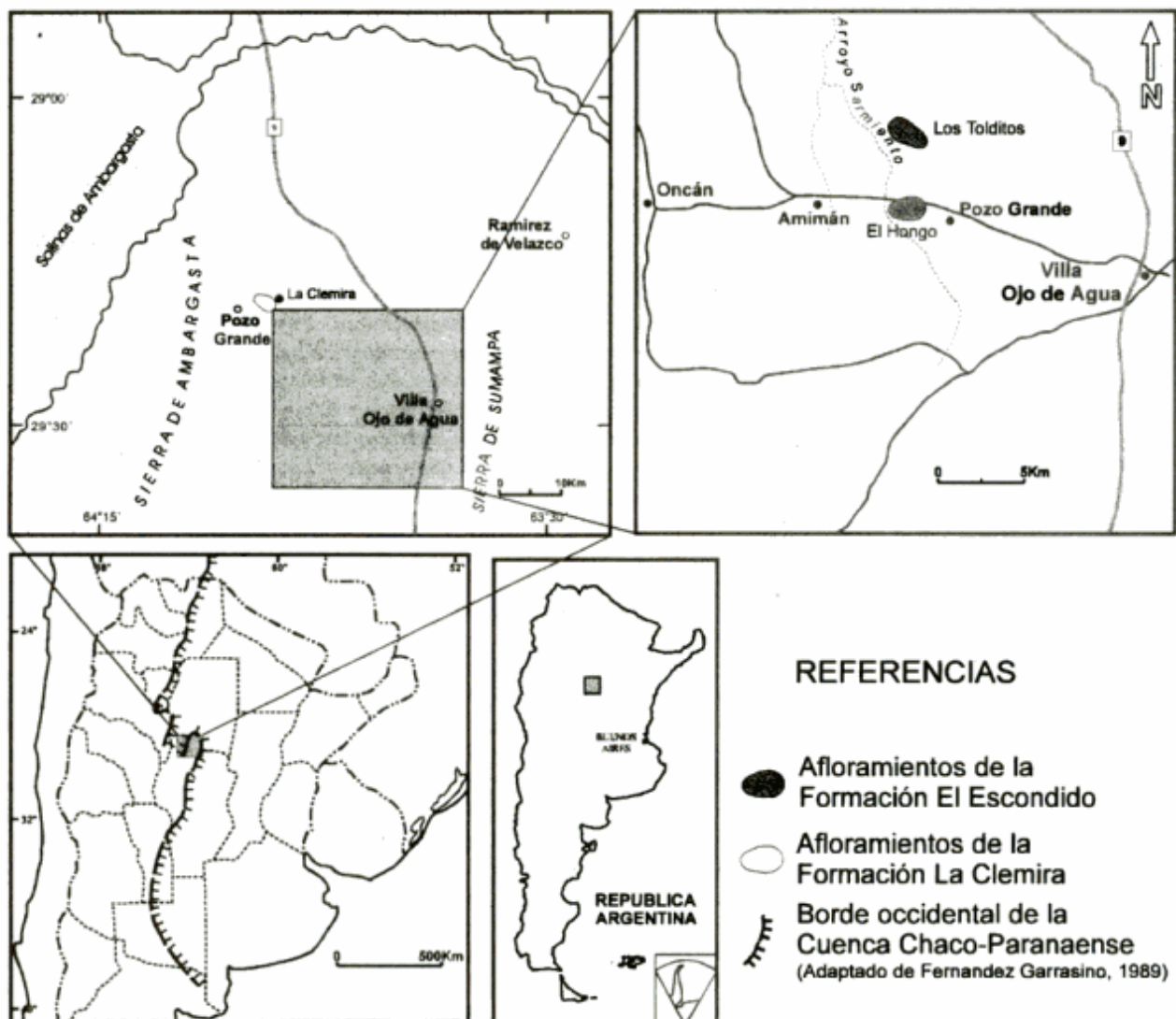


Figura 1: Localización de la comarca estudiada.

metamorfitas regionales precámbricas tardías (gneis, esquisto, anfibolita y caliza de grado metamórfico medio-alto), cuyas edades Rb/Sr fueron determinadas por Cingolani y Varela (1975), y magmatitas como la tonalita de la sierra de Ambargasta de 900 Ma (Linares y González 1990), que son características de la porción central y sur de las sierras de Córdoba, "basamento granítico o altamente metamórfico" (Lesta 1995).

Con excepción de la cubierta eopaleozoica plegada que ha motivado este trabajo, la cubierta sedimentaria no metamórfica y levemente deformada del basamento aflorante, ha sido considerada del Paleozoico superior y Mesozoico (Pastore 1938; Methol 1958; Lucero 1969) y constituye en la comarca mayoritariamente depósitos de areniscas cuarzo-feldespáticas y estratos rojos subhorizontales o suavemente inclinados.

En la estructuración tectónica moderna representativa de la acción de la orogenia Andica sobre el sector serrano del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, se pone de relieve la preponderancia del fallamiento longitudinal y transversal (Fig. 2) que determina su compartimentación en bloques (Lucero Michaut 1979; Ichazo 1978).

Durante el Paleozoico temprano, esta región habría formado parte de una cuenca de retroarco en un sector relativo proximal al arco magmático de las Sierras Pampeanas occidentales. La deformación dúctil de la cubierta sedimentaria de esa edad sería respuesta al pico de la fase compresiva Oclóyica (Ordovícico tardío - Silúrico) y, en una etapa posterior (Devónico - Carbónico), las condiciones extensionales subsiguientes permitirían el emplazamiento restringido de un plutonismo granítico epizonal de intraplaca, dentro del cual se incluye al plutón del arroyo Sarmiento representante singular en la comarca del ciclo eruptivo tardío paleozoico de las Sierras Pampeanas (Linares y Latorre 1969; González *et al.* 1985) y que es, a su vez, correlacionable con el batolito de Achala (Gimenez de Patiño Douce 1989; Rapela *et al.* 1992).

Litología, relaciones y edad

Los afloramientos estudiados de la Formación El Escondido (Quartino *et al.* 1978), de baja expresión morfológica, se localizan a la latitud de Ojo de Agua, unos 12,5 a 14 kilómetros al oeste de la ruta n° 9 camino a Pozo Grande en las cercanías del arroyo Sarmiento (que corresponde al arroyo Escondido, de Quartino y Quartino 1996, a estar con la toponimia de la Hoja 2963-III, Villa Ojo de Agua escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar) y el cerro Los Tolditos (Fig. 1). Las areniscas de esta unidad tienen coloración rosada a blancoamarillenta y con frecuencia gradan a bancos, de hasta dos metros de espesor, de conglomerados matriz soportados con fenoclastos bien

redondeados en una proporción de 5-10% de cuarcitas, granito y pórfidos con cuarzo de 1 a 10 cm de diámetro. Las areniscas muestran bandeamiento por diferencia de impregnación ferruginosa y estratificación de espesor decimétrico por aumento de la matriz y del material ligante arcilloso. En algunos afloramientos se han preservado ondulitas asimétricas. Muestras obtenidas se clasifican como sublitoarenita (Fig. 3b) y ortoconglomerado polimítico de matriz de arenita cuarzosa con cemento arcilloso dominante, escasamente recristalizado a moscovita y con participación de carbonato, de acuerdo con la clasificación de Folk *et al.* (1970).

Esta unidad tiene relaciones de contacto intrusivo con las rocas graníticas que afloran en el arroyo Sarmiento, las cuales forman parte de los extensos asomos granitoides de la sierra de Ambargasta (Castellote 1985). Allí la observación detallada de la zona de contacto (Fig. 4) ha permitido verificar que el granito penetrativo en las areniscas ha determinado su aumento de tenacidad por recristalización, disolución parcial, corrosión del cuarzo y crecimiento metasomático de cuarzo y feldespato potásico. Por otra parte, estos afloramientos de areniscas se hallan cercanos, aunque sin relaciones de contacto visibles, a exposiciones aisladas de gneises y anfibolitas correlacionables con las metamorfitas precámbricas tardías, ubicadas poco al E, en las proximidades del cruce de caminos en Pozo de Agua. La Formación La Clemira forma un conjunto de afloramientos aislados de metapelitas y metapsamitas en la sierra de Ambargasta que se distribuyen hacia el poniente de los anteriores, en las proximidades de La Clemira, al oeste de La Chiquita y en Quebracho Colorado, entre los

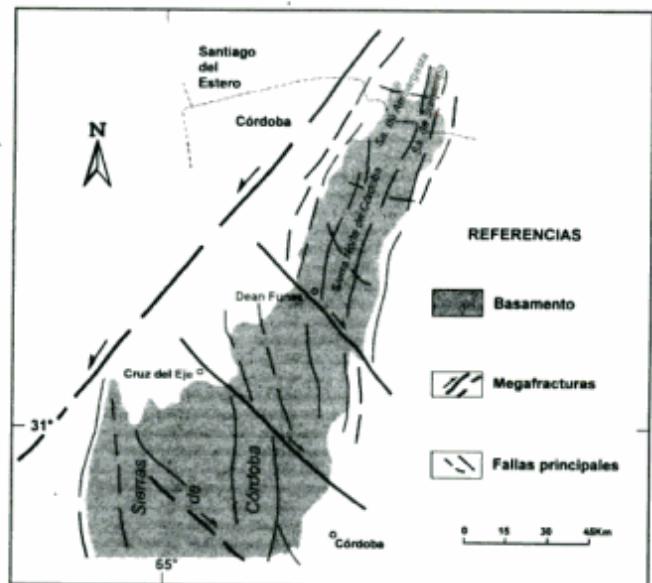


Figura 2: Estructura de fracturación regional de la sierra Norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Adaptado de Lucero Michaut (1979), Gordillo y Lencinas (1979) y Massabie (1987).

extensos asomos semicubiertos graníticos de Ambargasta (Formación Ambargasta, Castellote 1982). Se trata de hornfels biotítico-cordierítico (Fig. 3b) de color gris oscuro a negro y fractura en lápiz, formados a expensas de pelitas y areniscas finas con laminación paralela y entrecruzada. Se advierte microplegamiento apretado y disarmónico en los hornfels moteados, los cuales están además intruidos por venas aplíticas de 2 a 5 centímetros de potencia.

En la comarca estudiada los afloramientos de granitoides se caracterizan al microscopio por variaciones entre granito y granodiorita, con predominio de ortosa como feldespato potásico y frecuentes crecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato alcalino (Quartino *et al.* 1978).

En el flanco noreste de la loma de Los Tolditos, afloran rocas graníticas de grano medio a grueso de las que se extrajo una muestra clasificada como adameilita. En el arroyo Sarmiento aflora una granitita de color rosado, grano grueso y levemente porfiroide, fresca. Estas rocas se hallan a su vez intruidas por diques oscuros de pórfidos cuarcíferos de espesores variables entre 10 centímetros y 1 metro, y venas de cuarzo lechoso en textura drusoide de 5 a 15 cm de espesor. La datación por el método K/Ar de una muestra de granodiorita obtenida de estos afloramientos proporcionó un valor de 325 ± 10 Ma (Quartino *et al.* 1978).

Sobre la base de las observaciones de campo, deformación y metamorfismo impresos, cabe asociar en principio a las rocas de la Formación El Escondido y a las de la Formación La Clemira como unidades litológicas de similar edad. No obstante debe señalarse que no se han encontrado afloramientos que incluyan a ambas unidades directamente en contacto y que la observación de intrusividad de los granitoides del arroyo Sarmiento y Los Tolditos, se ha verificado sólo con las areniscas de la Formación El Escondido en tanto que para la Formación La Clemira se ha obtenido una edad de metamorfismo térmico de 517 ± 15 Ma, Castellote (1982). Cabe pues la posibilidad de separar estratigráficamente a las formaciones La Clemira y El Escondido, aún dentro de un entorno acotado, como se discute más adelante.

Análisis estructural

A partir del reconocimiento detallado de afloramientos de las formaciones La Clemira y El Escondido se han seleccionado localizaciones adecuadas para realizar estudios micro y mesotectónicos sistemáticos en la última, en facies de areniscas cuarcíticas y areniscas cuarzosas conglomerádicas, las cuales muestran plegamiento apretado similar de escala mesoscópica. El análisis fue realizado sobre la

base de mediciones sistemáticas de planos de estratificación (So) y ejes de pliegues menores, para



Figura 3: a. Afloramiento de hornfels blastopelítico moteado en las cercanías de La Clemira, sierra de Ambargasta occidental. b. Afloramiento de areniscas plegadas de El Escondido-Los Tolditos

caracterizar la geometría de la deformación y establecer las posibilidades de correlación de las fases deformativas presentes en estas unidades con aquellas relevadas en las metamorfitas regionales precámbricas de grado medio-alto (Dalla Salda 1984; Mutti 1987). La base metodológica para la aplicación de estos estudios a partir del objetivo prefijado tiene importancia destacada en comarcas de basamento de geología compleja, ya que de este modo puede contarse con información concreta no sólo acerca del contexto tectónico en que se produjo la deformación de estas rocas, sino también como elemento de observación directa de uno de los caracteres físicos propios (geometría de la deformación) de una unidad rocosa que habilitan su correlación y acotamiento estratigráfico (Massabie 1990).

El análisis estructural mesoscópico ha llevado a seleccionar dos áreas tipo denominadas Los Tolditos y El Hongo (Fig. 1), en rocas de la Formación El Escondido. Sus sedimentitas presentan un plegamiento complejo de distintos órdenes, con amplitudes que varían entre pocos centímetros y varios metros, destacándose en los niveles conglomerádicos una pérdida de la estructura de plegamiento en coincidencia con un aumento de espesor de los bancos. No obstante, las estructuras planares (So) medidas

para su tratamiento en diagramas petrotectónicos (Fig. 5a y 5b) en las localidades tipo definen un modelo de interferencia concentriforme, de acuerdo con la clasificación de Ramsay (1967), el cual resulta de la superposición de al menos dos direcciones de deformación por plegamiento, cuyas orientaciones son NNO-SSE (D2) y NNE-SSO (D3) y resulta también estructuralmente compatible con los afloramientos locales de pliegues y plegamiento de areniscas de El Escondido ilustrados por Quartino y Quartino (1996).

El dominio D2, está definido por rumbos con valores estadísticos medios de 328° para la localidad de Los Tolditos (Fig. 5a) y de 308° para el afloramiento El Hongo (Fig. 5b), ubicado próximo al contacto intrusivo del plutón granfítico del arroyo Sarmiento en el flanco oriental de la sierra de Ambargasta. Se trata de estructuras que denotan un fuerte plegamiento con pliegues similares de tipo isoclinal con ejes horizontales y cuyos planos axiales inclinan entre 22° y 42° en la dirección ENE, correspondiente, de acuerdo con la clasificación de Rickard (1971) al tipo inclinado horizontal.

Al dominio D3 corresponde una geometría de plegamiento más suave de acuerdo con su ángulo interlimbar (Fleuty 1964) y está representado por orientaciones oblicuas de ejes con respecto al dominio

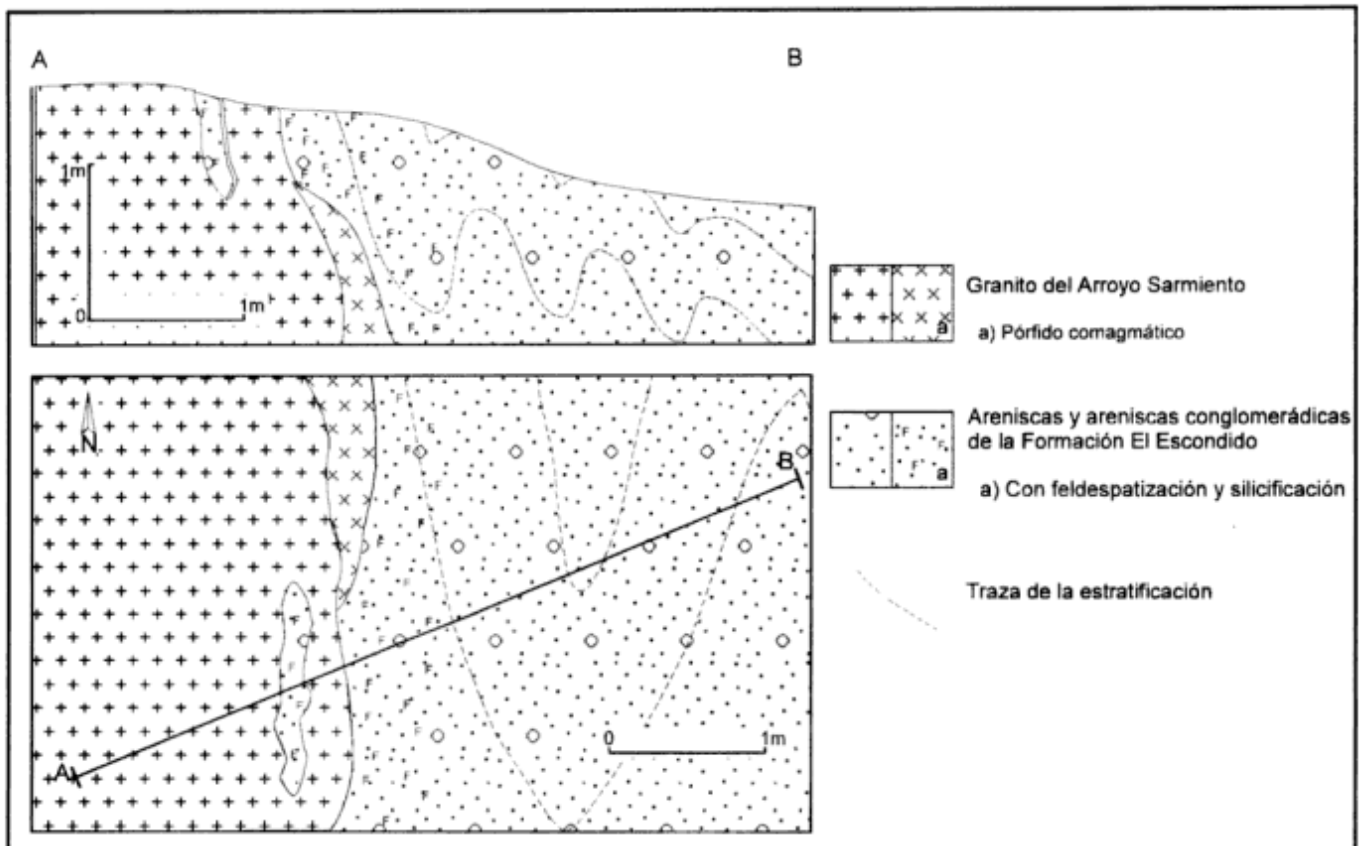


Figura 4: Bosquejo de las relaciones de contacto del granito del arroyo Sarmiento con la Formación El Escondido en el sector de afloramientos El Hongo.

D2, ya que las direcciones medidas varían entre 18° y 8° para las localidades de Los Tolditos y El Hongo respectivamente (Figs. 5a y b; Fig. 1). Al dominio D3 corresponden pliegues de tipo abierto con ejes que buzanan entre 25° y 28° en la dirección SSO y planos axiales subverticales que inclinan entre 84° y 86° al ESE, los que, a estar con la clasificación de Rickard (1971), se adscriben al tipo fuertemente inclinado buzante.

La medición de ejes de mesopliegues corrobora la información, destacándose que los valores obtenidos para el buzamiento de los ejes de pliegues pertenecientes a los dominios D2 y D3 son cercanos a los 25° tanto en las direcciones NNO como SSE y NNE como SSO respectivamente (Fig. 5c). Es de mencionar también la existencia de un máximo de polos que representa a un conjunto de ejes de pliegues menores cuya posición media es de 34° de buzamiento en la dirección 54°, comparables con los resultados obtenidos por Mutti (1987). En particular cabe señalar que para la comarca sur en las sierras de Córdoba, Mutti y Di Marco (1992) han reconocido direcciones similares para los ejes de plegamiento asociados a las rocas

ultrabásicas-básicas que han sido atribuidas al dominio D3 y con valor de rumbo medio de 42° a 63°.

A este respecto cabe señalar que la distribución de los ejes tectónicos relacionados a la fase D2 han sido interpretados, para el basamento de las sierras de Córdoba, como la respuesta a un evento compresivo con deformación por aplastamiento y flujo que determinó, por acortamiento tectónico, ejes subhorizontales a buzantes al NNO-SSE, con desarrollo de planos axiales moderadamente inclinados a muy inclinados hacia el ENE. Al sistema de deformación D3 se asocia un tipo de esfuerzo compresivo más tangencial que el correspondiente a D2 el cual originó, por aplastamiento y corte, pliegues de ejes subhorizontales a suavemente buzantes al NE con planos axiales subverticales.

Se pone de manifiesto que las orientaciones estadísticas medias definidas para el ambiente de la sierra sur de Santiago del Estero en Ambargasta, junto con los rasgos estructurales identificados, permiten establecer una estrecha correlación estructural entre los eventos tectónicos que actuaron sobre las formaciones consideradas con las fases D2 (330°) y D3

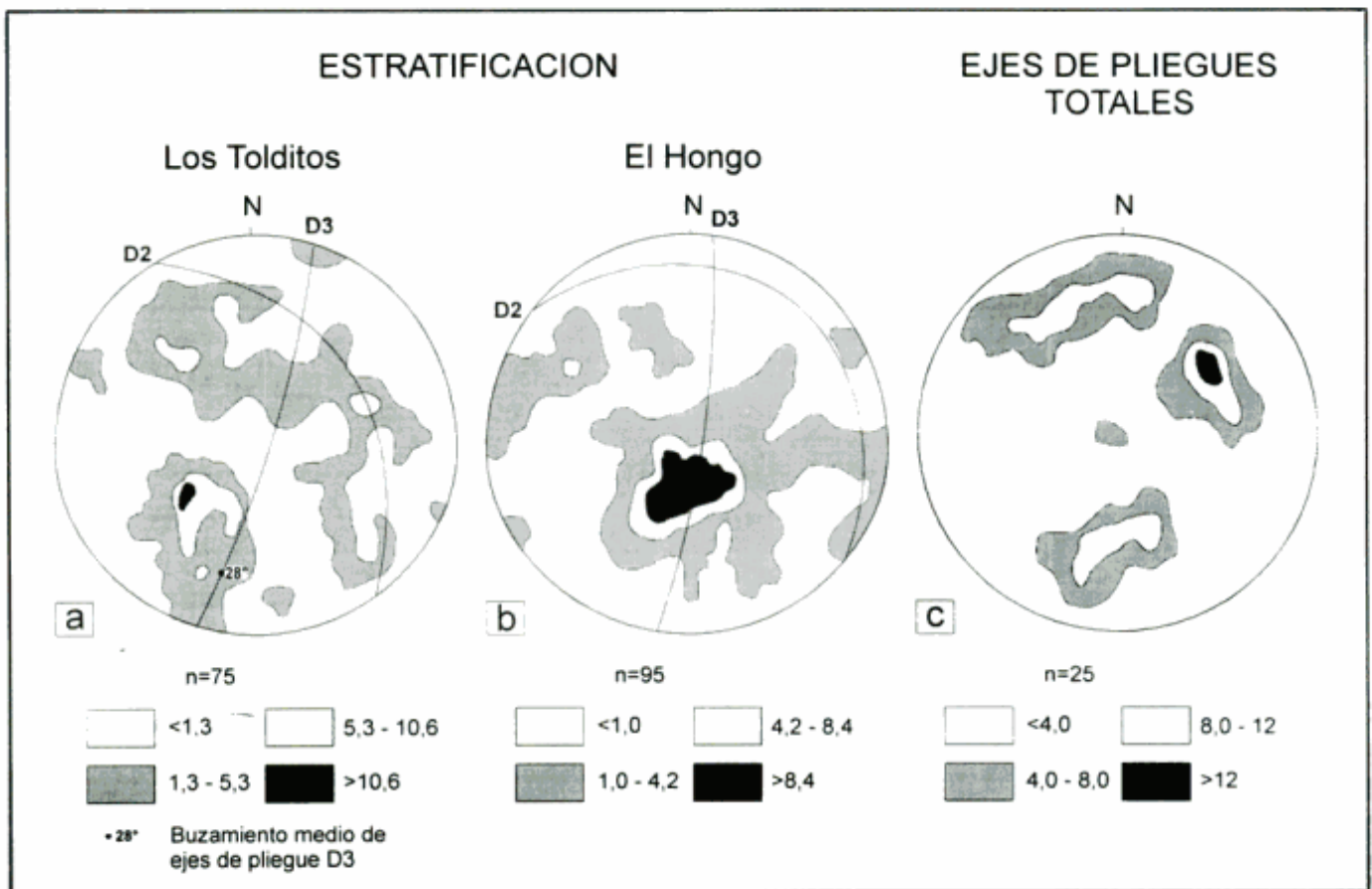


Figura 5: Diagramas de puntos de estratificación (So) y de ejes de mesopliegues; **a**, Los Tolditos; **b**, El Hongo; **c**, ejes de pliegues totales. Se indican las trazas de planos axiales para las direcciones de deformación D2 y D3, los porcentajes de distribución y número de datos (n) tomados en cada caso.

(20°) identificadas por Dalla Salda (1987) y Mutti (1987) D2 (330° a 328°) y D3 (10° a 30°) para las rocas del basamento gnéisico plutónico de las sierras de Córdoba, y que son atribuidas actualmente al Paleozoico inferior (Dalla Salda *et al.* 1992; Rapela *et al.* 1992; Mutti y Di Marco 1992), las cuales han sido consideradas también por Kraemer *et al.* (1995) en su hipótesis sobre la evolución tectónica de las sierras de Córdoba. Al igual que en la porción central y sur de aquella región, se repite aquí la relación angular de interferencia entre ambas fases (D2 y D3), cuyo valor está comprendido entre los 50 y 60 grados, hecho que se suma a la identificación aislada de esas fases y consecuentemente coadyuva a sustentar el criterio de correlación estructural.

Cabe destacar que en la localidad de El Hongo estas dos fases se hallan rotadas en su posición aproximadamente 20° en dirección antihoraria. Este giro sinistral en el rumbo de las direcciones de plegamiento es atribuible a una perturbación tectónica local originada durante la intrusión del stock epizonal del

arroyo Sarmiento - Los Tolditos, dada su cercanía al cuerpo granítico. Otra posibilidad, si bien con menores evidencias directas, sería interpretar la rotación en planta como debida a la interposición entre ambas localidades, Los Tolditos y El Hongo, de zonas de cizalla o fracturación de cinemática transcurrente.

Acotamiento estratigráfico

La comarca en estudio ocupa una posición geográfica marginal respecto de la cuenca chacoparanense (Fig. 1), en la cual, a partir de información de subsuelo, se ha señalado la presencia de unidades litológicas prepaleozoicas y paleozoicas (Fernández Garrasino 1989) con edades comprendidas en el intervalo Precámbrico tardío-Neopaleozoico.

Por sus características geológico-litológicas y de edad isotópica, los granitoides del arroyo Sarmiento y Los Tolditos (325±10 Ma) son vinculables con el ciclo

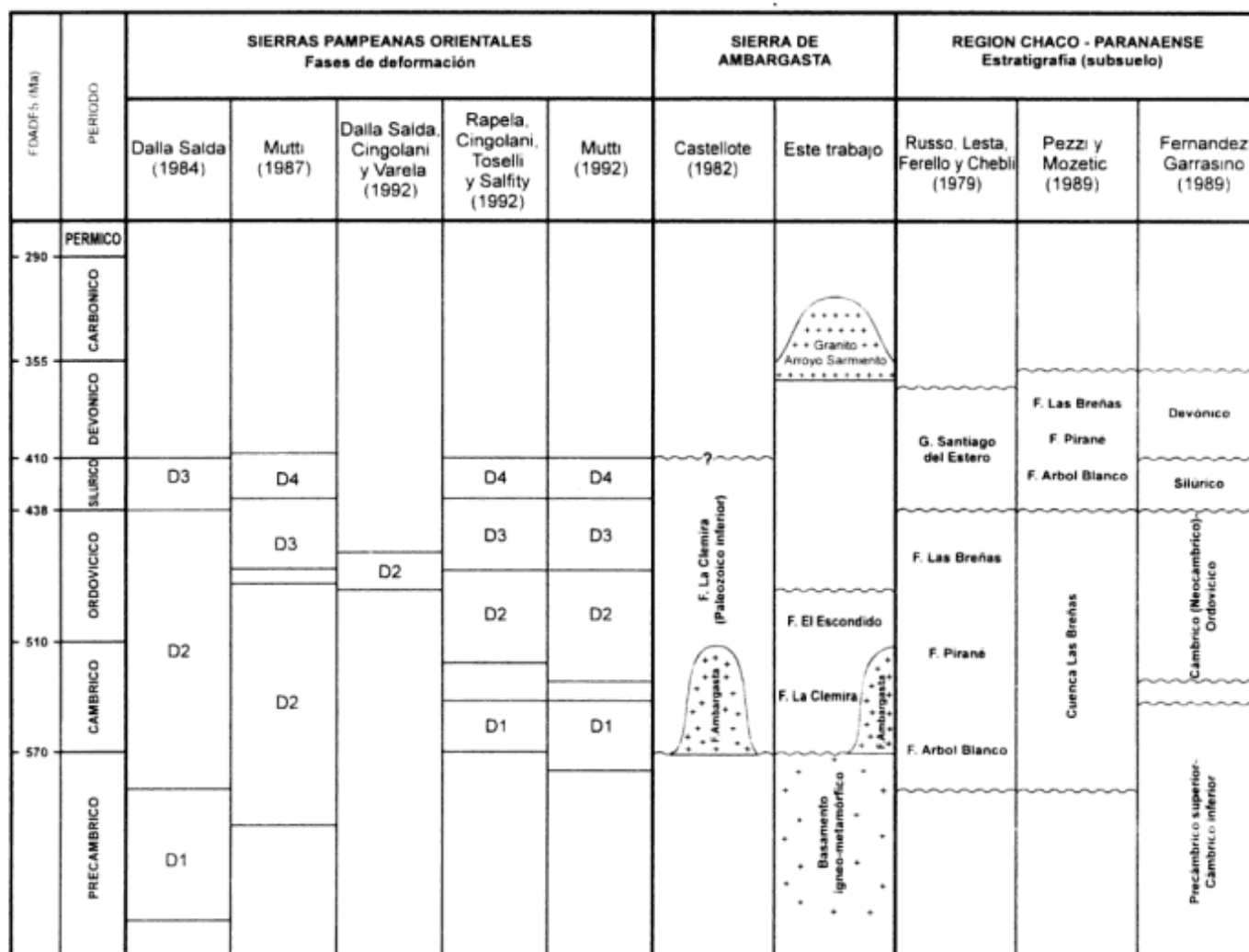


Figura 6: Cuadro estratigráfico.

eruptivo Carbónico (300 a 330 Ma) de las sierras de Córdoba (Linares y Latorre 1973) y los granitoides G3, carboníferos (Rapela *et al.* 1992). Además, su relación de contacto intrusivo con la Formación El Escondido y el efecto de metamorfismo térmico sobre las rocas de la Formación La Clemira por la intrusión de la Formación Ambargasta (Castellote 1982) que desarrolla típicas facies de hornfels pelíticos y psamíticos moteados, permite descartar la posibilidad de correlacionar estas unidades con los depósitos marinos y continentales carbónicos y pérmicos de la cuenca chacoparanense. De este modo queda definido un límite estratigráfico superior para El Escondido y La Clemira, unidades litológicas que preservan como rasgos distintivos sus estructuras primarias, deformación por plegamiento y metamorfismo térmico.

Sobre la base del conocimiento estratigráfico del subsuelo de la llanura chacoparanense circundante a las sierras del sur de Santiago del Estero (Russo *et al.* 1979; Pezzi y Mozetic 1989; Fernández Garrasino 1989) cabría correlacionar, sólo por la comparación de sus litologías, los afloramientos referidos de El Escondido y La Clemira en la sierra de Ambargasta con las secuencias de edad cambro-ordovícica o bien con las de edad silúrico-devónicas. Por otra parte, la Formación El Escondido ha sido correlacionada por Mon y Dinkel (1974) con las areniscas cuarzosas de la Formación Candelaria que se hallan expuestas en el cerro Remate en el noroeste de Santiago del Estero, las cuales se vinculan a su vez, sobre la base de relaciones estratigráficas y similitud litológica, con el Grupo Mesón (Cámbrico) de la Cordillera Oriental. No obstante, el análisis de la deformación preservada en las areniscas y paraconglomerados de El Escondido ha permitido el reconocimiento de la impronta de las fases de deformación D2 y D3, relevadas en el cercano basamento de las sierras de Córdoba y reconocidas también en otras localidades más distantes de las Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1992; Dalla Salda *et al.* 1992) cuya presencia aquí determina un nuevo límite superior, más antiguo, ya que D2 y D3 se atribuyen, de acuerdo con las más recientes asignaciones temporales, respectivamente al Cámbrico-Ordovícico y al Ordovícico-Silúrico (Dalla Salda *et al.* 1992; Mutti y Di Marco 1992; Rapela *et al.* 1992).

Además, el acotamiento inferior de edad para las formaciones tratadas viene dado por la asignación al Precámbrico superior del basamento gnéisico regional de las Sierras Pampeanas orientales (Cingolani y Varela 1975) sobre el cual yacen en discordancia regional y la carencia de registro de la fase D1. Sobre esta base la edad de las formaciones La Clemira y El Escondido quedaría más precisamente acotada (Fig. 6) dentro del lapso Cámbrico tardío-Ordovícico temprano, es decir, posterior a la fase D1 y anterior a la culminación tectotérmica de la fase D2 (Dalla Salda *et al.* 1992), en lo que se refiere a la Formación El

Escondido. No obstante, la Formación La Clemira admite un acotamiento de edad más restringido al considerarse la edad del metamorfismo térmico de 517+15 Ma (Castellote 1982) concordante con la edad isotópica de la Formación Ambargasta, 500+15 Ma y 517+15 Ma lo cual habilita a datarla más precisamente como cámbrica. Pero, a diferencia de la asignación temporal dada por Lucero Michaut (1979) a estas unidades dentro del Precámbrico, se las separa de su "F. Basamento cristalino".

Con estos elementos de juicio, cabe correlacionar a las sedimentitas deformadas y con metamorfismo térmico evidente en las facies pelítica y de areniscas finas, correspondientes a las formaciones La Clemira y El Escondido de la sierra de Ambargasta, con los conglomerados, areniscas cuarcíticas y pelitas marinas de los registros cámbricos y ordovícicos de la cuenca chacoparanense (Fernández Garrasino 1989). Quizá en particular cabría efectuar una más cerrada correlación, por razones litológicas y paleogeográficas, con la Formación Las Breñas (Russo *et al.* 1979) o bien con los depósitos cámbrico-ordovícicos de la cuenca de Las Breñas, definida por Pezzi y Mozetic (1989), de una edad precámbrica tardía-silúrica y, recientemente,

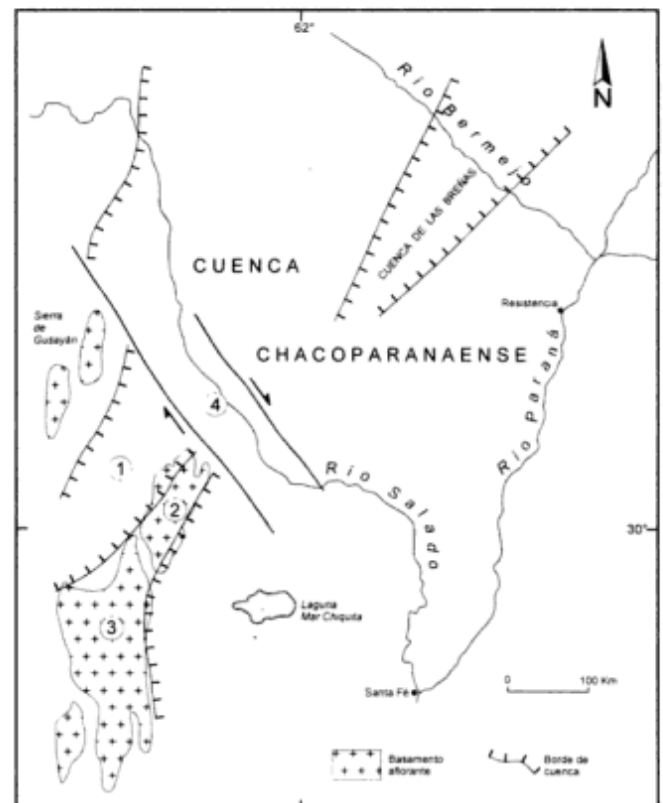


Figura 7: 1, extensión sudoccidental en las Sierras Pampeanas de la cuenca de Las Breñas - cuenca chacoparanense para el Cámbrico - Ordovícico; 2, sierras de Ambargasta y Sumampa; 3, Sierras de Córdoba; 4, faja de cizallamiento paleozoica Río Dulce - Río Salado. Adaptado y modificado de Pezzi y Mozetic (1989) y Lesta (1995).

descripta como "rift Las Breñas" por Lesta (1995), lo cual, a su vez, lleva a proponer una modificación del borde de cuenca para el Cámbrico-Ordovícico (Fig. 7).

Conclusiones

Los alcances de los estudios realizados pueden resumirse en las siguientes conclusiones:

Sobre la base de sus relaciones de campo, litología y estructura deformativa se separa, en relación de discordancia regional, a las formaciones El Escondido y La Clemira del basamento regional ígneo-metamórfico de grado medio-alto de edad precámbrica tardía de las Sierras Pampeanas orientales, extensamente representado en las sierras de Córdoba.

Por medio del análisis estructural en localidades seleccionadas, se ha documentado la preservación en rocas de la Formación El Escondido de las fases deformativas D2 y D3, relevadas sistemáticamente en las metamorfitas neoproterozoicas regionales de distintas comarcas del basamento cordobés y en otros sectores de las Sierras Pampeanas.

Al dominio D2 corresponden pliegues similares isoclinales de ejes horizontales con rumbos 328° (Los Tolditos) y 308° (El Hongo) y planos axiales inclinados 22°-42° en dirección ENE; el dominio D3 queda definido por pliegues abiertos de ejes buzantes con rumbos 18° (Los Tolditos) y 8° (El Hongo) y planos axiales inclinados 84°-86° en dirección ESE. El ángulo de interferencia es de 50° - 60°.

Sobre la base de la restricción estratigráfica impuesta por la preservación de estas fases de deformación dúctil en El Escondido y la edad cámbrica tardía del metamorfismo térmico en facies de hornfels cordierítico y biotítico en La Clemira, se correlacionan estas unidades con la secuencia cambro-ordovícica del subsuelo chacopampeano.

Como consecuencia, el borde occidental de la cuenca chacoparanense para los tiempos cambro-ordovícicos debería modificarse y ubicarse más al oeste de su posición actual ó la cuenca de Las Breñas extenderse hacia el sudoeste.

La deformación dúctil de las formaciones La Clemira y El Escondido habría finalizado durante la fase compresiva Oclóyica (Ordovícico tardío - Silúrico) y fue seguida, durante el Devónico-Carbónico, por el emplazamiento restringido de plutonismo granítico epizonal, controlado por un régimen tectónico extensional, representado en la comarca por el granito del arroyo Sarmiento.

Agradecimientos

El presente trabajo forma parte de los estudios que se llevan a cabo en el marco del proyecto Ex217

UBACYT, por lo que se agradece a la Universidad de Buenos Aires el apoyo brindado para su materialización. Se agradece especialmente la participación de Jorge Morelli en las tareas de campo, la lectura y comentarios efectuados sobre el trabajo por Arturo Amos, y la detenida revisión, en calidad de árbitros, realizada por Ricardo Mon y Luis Dalla Salda.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beder, R., 1931. Los yacimientos de minerales de manganeso en el norte de la Provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero. *Anales Museo Nacional de Historia Natural*, 36: 431-502.
- Bodenbender, G., 1905. La sierra Norte de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. *Anales Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología* 1 (2).
- Castellote, P., 1982. La Formación La Clemira y edad de su metamorfismo. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (1): 71-76.
- Castellote, P., 1985. Algunas observaciones geológicas en las sierras de Ambargasta y Sumampa (Provincia de Santiago del Estero). *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 259-269.
- Cingolani, C. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *Actas 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica* 1: 9-35.
- Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (1-2): 38-52.
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of southern Pampean Ranges, Argentine. *Tectonics*, 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Fernández Garrasino, C., 1989. Tendencias evolutivas de la Cuenca Chacoparanense y posibilidades exploratorias de la Mesopotamia y Tucumán oriental (Argentina). *Actas 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos* 1: 433-464.
- Fleuty, M., 1964. The description of folds. *Proceedings Geological Association*, 75: 461-492.
- Folk, R., Andrews, P. y Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Giménez de Patiño Douce, M., 1989. Estudio geológico y petrológico del batolito de Pampa de Achala, Provincia de Córdoba, a los 31° 35' de latitud sur. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- González, R., Cabrera, M., Bortolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M., Omil, D., Moyano, R. y Ojeda, J., 1985. La actividad eruptiva en las Sierras Pampeanas. Esquematación geográfica y temporal. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (2): 289-318.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2° Simposio de Geología Regional Argentina* 1: 577-650.
- Ichazo, G. J., 1978. Control tectónico de la mineralización de manganeso en la Sierra de Ambargasta, Santiago del Estero. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33 (4): 345-354.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras

- Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'), Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 47-59.
- Lesta, P., 1995. El marco geológico argentino en la exploración de hidrocarburos, con especial referencia al gas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 6-10.
- Linares, E. y González, R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina Publicación Especial, serie B (Didáctica y Complementaria), 19: 1-628.
- Linares, E. y Latorre, C., 1969. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 195-204.
- Linares, E. y Latorre, C., 1973. Nuevas edades radiométricas por el método potasio-argón de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. Actas 5° Congreso Geológico Argentino 1: 405-410.
- Lucero, H., 1969. Descripción geológica de las Hojas 16h, Pozo Grande y 17h, Chuña Huasi, Provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 107.
- Lucero Michaut, H., 1979. Sierras Pampeanas del norte de Córdoba, sur de Santiago del Estero, borde oriental de Catamarca y ángulo sudeste de Tucumán. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 293-347.
- Massabie, A., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (2):153-173.
- Massabie, A., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas Orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino 1: 271-274.
- Massabie, A., 1990. La microtectónica, factor de control estructural e interpretación geológica. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 42: 195-204.
- Methol, E., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i (Deán Funes) Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 124.
- Mon, R. y Dinkel, J. C., 1974. Geología de la comarca del cerro Remate (Provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevos datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (1): 61-71.
- Mutti, D., 1987. Estudio geológico del Complejo Gabro-Peridotítico del área de Bosque Alegre, Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. (Inédito).
- A. Massabie, D. Mutti, A. Sanguinetti, M. Cegarra y M. Mozetic
- Mutti, D. y Di Marco, A., 1992. Asociación serpentinita-anfibolita: unidades cogenéticas dominantes de las fajas ultrabásicas oriental y central de Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, Publicación 2: 433-448, La Plata.
- Pastore, F., 1938. Datos geológicos de la Provincia de Córdoba. En: Aguas Minerales de la República Argentina. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación Climatología Agricultura y Minería, 4: 1-235.
- Pezzi, E. y Mozetic, M., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Serie de Correlación Geológica, 6: 65-78, Tucumán.
- Quartino, B., 1968. Sobre la presencia de un orógeno eopaleozoico en la sierras del norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero. Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Resúmenes.
- Quartino, B. y Quartino, C., 1996. Las sierras australes de Santiago del Estero. Caracteres diferenciales e interpretación. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 543-574.
- Quartino, B., Massabie, A. y Morelli, J., 1978. Formaciones eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, su magmatismo y significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(1): 90-92.
- Ramsay, J., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, 590 pp. London.
- Rapela, C., Coira, Toselli, B. A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutierrez Marco, J. G., Saavedra, J. y Rabano, I. (Eds.): Paleozoico inferior de Ibero-América, 21-68, España.
- Rickard, M., 1971. A classification diagram for fold orientations. Geological Magazine, 108 (1): 23-26.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G. 1979. Llanura Chaco Pampeana. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas 2° Simposio Geología Regional Argentina, 1: 139-184.

Recibido: 18 de octubre, 1996

Aceptado: 10 de junio, 1997

NOTA BREVE

El sistema de fallas de Gastre: *e pur si muove*

Carlos W. RAPELA¹

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

ABSTRACT. *The Gastre fault system: e pur si muove.* The Gastre Fault System (SFG) in central Patagonia is a major shear zone and geological boundary. A review of the characteristics of the SFG system is presented, with emphasis on the paleogeographic hypothesis associated with the early Mesozoic activity that preceded the break-up of Gondwana. On the other side, the episodic reactivation of the SFG during the whole Meso-Cenozoic is well documented, raising severe geological constrains for the feasibility of the Gastre area as a suitable site for a radioactive waste disposal reservoir.

El área de Gastre en la provincia del Chubut, ha sido foco de interés público nacional durante los últimos quince años vinculado a su posible selección por la Comisión Nacional de Energía Atómica como sitio apropiado para construir un repositorio de desechos radioactivos. Además de estos importantes problemas aplicados -no debatidos con la profundidad requerida por la comunidad geológica- han surgido recientemente relevantes aspectos científicos asociados al funcionamiento episódico del sistema de fallas de la región. La opinión objetiva sobre estos problemas pasa en primera instancia por separar claramente las evidencias geológicas de las hipótesis e interpretaciones basadas en las primeras, y constituyen el objetivo de esta Nota.

Las fallas regionales con rumbo NO-SE del área de Gastre conforman un sistema anastomosado de 30-40 km de ancho, conspicuo en el Mapa Geológico 1: 2.500.000 de la República Argentina (Servicio Geológico Nacional 1982). Fueron descritas originalmente por Volkheimer (1965) y más tarde por Coira *et al.* (1975) como el principal sistema de fallas del oeste del Macizo Norpatagónico. Investigaciones focalizadas en el área de Gastre revelan dos aspectos regionales importantes: en primer lugar la edad de gran parte de las secuencias plutónicas de signatura calcoalcalina sobre las que se desarrolla el sistema de fallas de Gastre (SFG) es de edad triásica tardía-jurásica temprana (~ 225-200 Ma) y no Paleozoica tardía (Rapela *et al.* 1992). En segundo lugar, el estudio de la deformación local en las plutonitas reveló el desarrollo regional de zonas de cizalla dúctil con áreas miloníticas de hasta 3 km de potencia, que muestran evidencias de

movimientos transcurrentes dextrales iniciados contemporáneamente con el emplazamiento de las secuencias plutónicas, que continuaron probablemente hasta el Jurásico medio (Rapela *et al.* 1991; Rapela y Pankhurst 1992). Recientemente, se confirmó además que las secuencias plutónicas tuvieron su contraparte volcánica de igual signatura y edad, que para el caso del área de Los Menucos que llevan intercalada flora de *Dicroidium* dieron una edad Rb-Sr de 222 ± 2 (Rapela *et al.* 1996).

La ubicación geográfica del SFG llama poderosamente la atención: en cualquier reconstrucción pre-Cretácica de Gondwana su traza aparece como la continuación en la Patagonia de la falla dextral de Aghulas (*Aghulas Fracture Zone*), esta última activa durante la apertura del Océano Atlántico del Sur en el Cretácico temprano (Rabinowitz y LaBrecque 1979). Esta coincidencia fue confirmada independientemente con programas geofísicos de computación en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA (Rapela *et al.* 1991) y en el Institute of Geophysics de la Universidad de Texas (comunicación personal de I. Dalziel y L. Gahagan, en Rapela y Pankhurst 1992). A partir de esta observación y de una serie de evidencias geológicas, Rapela y Pankhurst (1992) proponen un modelo de desplazamiento dextral del sur de la Patagonia -Bloque Patagónico Sur- a lo largo del SFG y de un precursor de la Falla de Aghulas de edad triásica tardía-jurásica temprana. En cualquier discusión de la factibilidad de este modelo, es importante considerar que el mismo supone que el desplazamiento del Bloque Patagónico Sur se iniciaría en el triásico tardío, previamente a la erupción del

volcanismo extensional del Complejo Marifil (~ 178-188 Ma, Pankhurst y Rapela 1995), pudiendo alcanzar el Jurásico medio. En consecuencia, se introduce confusión cuando se presentan argumentos geológicos o geofísicos que indican ausencia de desplazamientos mayores en el lapso Jurásico medio-Cretácico basal, como evidencias en contra del modelo (p. ej. Ramos 1996). En realidad, y aunque las reactivaciones más jóvenes del SFG son conspicuas, el que suscribe también descarta que desplazamientos transcurrentes mayores -de orden superior a las decenas de kilómetros-, hayan ocurrido con posterioridad al Jurásico medio.

Posicionando las Islas Malvinas adyacentes al sur de Africa (véase Fig. 1a), la dimensión del desplazamiento dextral del Bloque Patagónico Sur a lo largo del SFG es altamente dependiente del modelo y del tipo de reconstrucción paleogeográfica que se realice. Una hipótesis extrema implica por ejemplo asumir que todo el desplazamiento dextral se localizó exclusivamente lo largo del SFG, en un continente rígido de superficie análoga al presente. En ese caso la magnitud del desplazamiento dextral sería de aproximadamente 450-500 km (véase Fig. 1a). Si bien este modelo de fácil visualización es útil para mostrar los cambios paleogeográficos mayores, la magnitud del desplazamiento dextral partiendo de la misma configuración inicial, pudo ser en realidad considerablemente menor. Este efecto se observa, por ejemplo, si se realiza una reconstrucción palimpástica del sur de la Patagonia, al cerrar las cuencas cretácicas continentales y marinas, y se restaura el Plateau de Malvinas para una edad pre-mesojurásica (L. Spalletti y J. Franzese comunicación personal).

El modelo propuesto por Rapela y Pankhurst (1992), en algunos casos con modificaciones menores, ha sido adoptado en numerosas reconstrucciones recientes del sudoeste de Gondwana, o en los modelos de su rompimiento y desintegración (p.ej. Marshall 1994; Storey *et al.* 1992, 1996; Storey 1995; Richards *et al.* 1996; McDonald *et al.* 1996). Esta adopción se debe fundamentalmente a que el modelo permite solucionar problemas de reconstrucción del plateau de Malvinas y la Península Antártica, y también reconcilia las evidencias geológicas y paleomagnéticas obtenidas en las Islas Malvinas respecto de su posición pre-deriva. Notablemente, el desplazamiento dextral del sur de la Patagonia en tiempos pre-Cretácicos tempranos (pre-apertura del Océano Atlántico) había sido previsto en trabajos tectónicos y geofísicos sin tener conocimiento de la existencia del SFG (Untherner *et al.* 1988; Ben-Avraham *et al.* 1993 -ver la discusión específica de este tópico en Pankhurst y Rapela 1994 y Ben-Avraham *et al.* 1994). Tal vez la anticipación más singular a esta convergencia de ideas es la de Archangelsky y Arrondo (1975), donde basándose en evidencias absolutamente independientes como son la distribución y carac-

terísticas de la flora pérmica, ubican el sur de la Patagonia en su posición pre-deriva, inmediatamente al sur de Sud Africa (Fig. 1b). Aunque el arreglo paleogeográfico de Archangelsky y Arrondo (1975) es muy esquemático, ya que entre otras cosas no considera el Plateau de Malvinas y no ofrece mecanismos tectónicos, el resultado final es consistente con la palaeografía propuesta en los modelos recientes (comparar Fig. 1a y 1b). Si bien la mencionada convergencia de ideas merece destacarse, bueno es recordar que la prueba científica de una

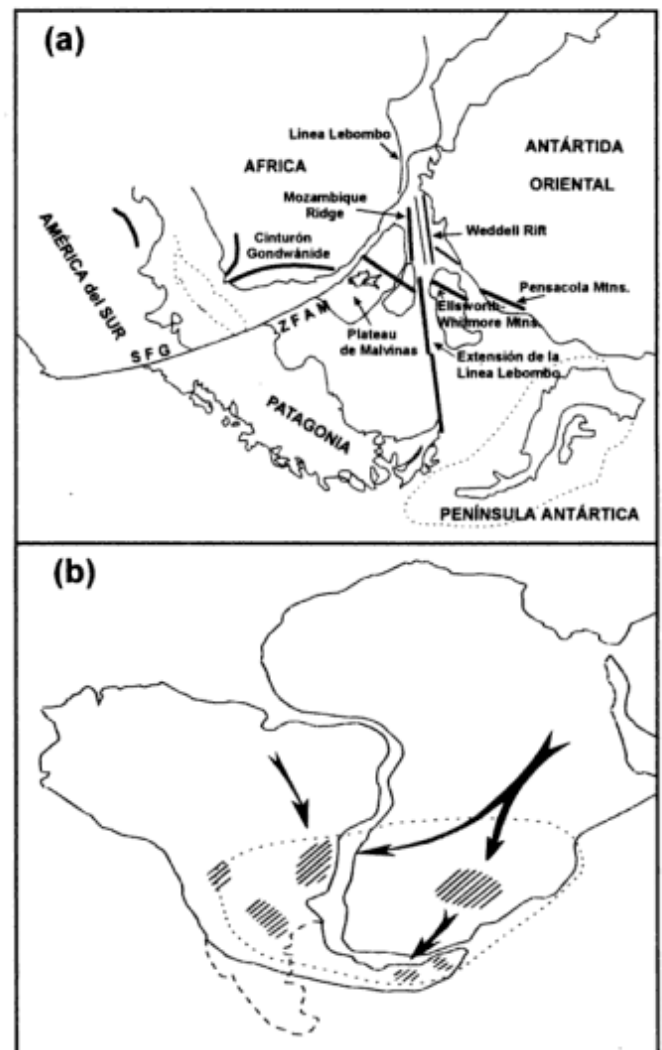


Figura 1: a. Reconstrucción pre-deriva de Gondwana Occidental según Marshall (1994), que considera al sur de la Patagonia rotada a lo largo del Sistema de Fallas de Gastre (SFG) y la Zona de Fallas Aghulas-Malvinas (ZFAM) hasta cerrar el Plateau de Malvinas y el Mozambique Ridge según el modelo de Rapela y Pankhurst (1992), ubicando a las Islas Malvinas en forma adyacente al sur de Africa. Posiblemente por un error de construcción gráfico?, la proyección del SFG en la costa atlántica patagónica fue ubicada más al norte de la Península de Camarones b. Esquema de reconstrucción pre-deriva de Gondwana Occidental basado en la comparación y características de la flora pérmica (Archangelsky y Arrondo, 1975).

hipótesis no es una decisión democrática. La hipótesis de desplazamientos mayores de edad Triásico-Jurásico pende además de demostración al este del área de Gastre y en la plataforma continental, sectores donde el basamento pre-jurásico inferior se encuentra cubierto por el vulcanismo mesojurásico y los sedimentos cretácicos de la cuenca del Golfo de San Jorge.

Independientemente del modelo y rol del SFG discutido más arriba para el triásico tardío-jurásico medio, su reactivación en distintos tiempos geológicos, posiblemente con diferentes características cinemáticas, ha sido descrita por varios autores (p. ej. Volkheimer 1965, 1973; Coira *et al.* 1975; Nullo 1991; Rapela y Pankhurst 1992). En tiempos post-Jurásico tempranos, aparece por ejemplo afectando a las vulcanitas del Complejo Marifil en la península de Camarones (Rapela y Pankhurst 1992), observándose similares efectos en Cabo Blanco (P. Lesta comunicación personal). Afecta asimismo a las rocas de la Formación Cañadón Asfalto del Jurásico superior (Nullo 1991); a las sedimentitas cretácicas del Grupo Chubut donde produce pliegues de arrastre que indican movimientos levógiros (Coira *et al.* 1975), y también sedimentos continentales del Cretácico tardío-Terciario temprano (Spalletti *et al.* 1989). Finalmente, la fisiografía actual del área de Gastre y los depocentros modernos están controlados por el SFG (J. Franzese, comunicación personal), como así también los centros volcánicos basálticos de edad cenozoica se asocian a fracturas tensionales del mismo sistema mayor (Volkheimer 1965; Coira *et al.* 1975).

No parece en consecuencia haber dudas en cuanto a la gran importancia regional del SFG y su actividad notablemente longeva, que abarcó con diferente intensidad todo el Mesozoico y el Cenozoico. La posible ubicación de un reservorio de desechos nucleares en el núcleo mismo del SFG no puede dejar de llamar la atención de la comunidad, y en particular la comunidad geológica, que espera de los organismos responsables las explicaciones técnicas que avalen decisiones de esta importancia.

Agradecimientos

A mis colegas del CIG, Juan Franzese, Eduardo Llambías y Luis Spalletti, por largos años de entusiastas y generosas discusiones.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Archangelsky, S. y Arrondo, O.G., 1975. Paleogeografía y plantas fósiles en el Pérmico Inferior Austrosudamericano. Actas 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 479-496. Tucumán.
- Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H. y Malan, J.A., 1993. Early tectonic extension between the Aghulas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate. *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 43-58.
- Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H. y Malan, J.A., 1994. Reply to discussion on "Early tectonic extension between the Aghulas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate". *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 505-508.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, P. y Ramos, V.A., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(4): 361-383.
- MacDonald, D., McCarron, J., Smith, A., White, N., Franzese, J., Spalletti, L., Hole, M., Trewin, N., Marshall, J., Dalziel, I., Gahagan, L., Lawver, L. y Isbell, J., 1996. Mesozoic evolution of SW Gondwana: implications for the hydrocarbon potential of the Malvinas/Falkland Plateau area. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires)*, 1: 145. Buenos Aires.
- Marshall, J.E.A., 1994. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, 13: 499-514.
- Nullo, F., 1991. Cuenas extensionales del Mesozoico inferior el extremo sur de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 115-126.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1994. Discussion on "Early tectonic extension between the Aghulas Bank and the Falkland Plateau due to the rotation of the Lafonia microplate" by Ben-Avraham, Z., Hartnady, C.J.H. y Malan, J.A. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 501-503.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1995. Production of Jurassic rhyolites by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Rabinowitz, P.D. y LaBrecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.). *Geología y Recursos de la Plataforma Continental Argentina. Relatorio 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires)*, 385-404. Buenos Aires.
- 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 Special Publication, 68: 209-220. Bath.
- Rapela, C.W., Díaz, G., Franzese, J., Alonso, G. y Benvenuto, A.R., 1989. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18: 121-138.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Oviedo, E.S., 1991. The Gastre Fault System: an intraplate boundary during the initial rifting of Gondwana? 5th International Circum-Pacific Terrane Conference, Santiago, Chile. *Comunicaciones, Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile*, 42: 186-193.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. En: Brown, P.E. y Chappell, B.W. (Eds.). *Second Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*. *Transaction of Edinburgh Royal Society, Earth Sciences*, 83: 291-304.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Llambías, E.J., Labudía, C. y Artabe, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia:

- inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. *Troisieme Symposium International sur la Géodynamique Andine*. ORSTOM éditions, pp. 791-794. Paris.
- Richards, P.C., Gatloff, R.W., Quinn, M.F., Williamson, J.P. y Fannin, N.G.T., 1996. The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. En: Storey, B.C., King, E.C. y Livermore, R.A. (Eds.): *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. Geological Society Special Publication, 108: 105-128. Bath.
- Spalletti, L.A., del Valle, A., Manassero, M.J. y Matheos, S.D., 1989. Procedencia y ambiente tectónico de las areniscas Cretácico-Terciarias en el sector norte de la Patagonia. En: Spalletti, L.A. (Ed.). *Simposio del Cretácico de América Latina. Parte A: eventos y registro sedimentario*. Global Sedimentary Geology Programme (IUGS), pp. 149-163. Buenos Aires.
- Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland. *Nature*, 377: 301-308.
- Storey, B.C., Alabaster, T. Hole, M.J., Pankhurst, R.J. y Wever, H.E., 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds.). *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication, 68: 149-163. Bath.
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. y Millar, I.L., 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula and its bearing on Weddell Sea history. En: Storey, B.C. King, E.C. y Livermore, R.A. (Eds.): *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. Geological Society Special Publication, 108: 87-103. Bath.
- Unternher, P., Curie, D., Olivet, J.L., Goslin, J. y Beuzart, P., 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, 155: 169-179.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extrandino (zona de Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 326-350.
- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencia (provincia de Río Negro, Patagonia). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(1): 13-36.

Recibido: 10 de febrero, 1997

Aceptado: 10 de junio, 1997

NOTA BREVE

Hallazgo de concreciones con micas vanadiníferas en sedimentitas de la Formación Patquía (Pérmico), sierra de Maz, Provincia de La Rioja

Alberto T. CASELLI, Carlos O. LIMARINO y Liliana N. CASTRO

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Vanadiniferous micaceous concretions in the Patquia Formation (Permian), Sierra de Maz, Province of La Rioja.* These concretions form discrete spherical bodies 2 to 20 cm in sizes, within medium grained massive sandstone (arkosic arenite). Three concentric zones are recognized: a) dark green to black core composed of quartz and feldspar cemented by illite and roscollite, b) an intermediate pale red zone of hematite-coated quartz, and c) a white, iron-leached outer zone. Edax and ICP analyses reveal high concentrations of vanadium mainly in zones a) and b) (60340 and 2582 ppm respectively), uranium (237 and 163 ppm), rubidium (252ppm) and copper (178ppm). The concretions are interpreted as formed under eodiagenetic conditions before the development of haematite cement which gave the red colour to the host rock.

Introducción

La presente contribución tiene por objeto dar a conocer el hallazgo de concentraciones geoquímicas anómalas de vanadio en rocas sedimentarias de edad pérmica de la cuenca Paganzo, además de efectuar algunas consideraciones acerca del posible origen de este elemento a la luz de los datos existentes.

Las rocas en cuestión conforman una secuencia de bancos rojos que afloran en el extremo suroccidental de la sierra de Maz (provincia de La Rioja), en la zona conocida como cerro Guandacol, correspondientes a la sección superior del Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli 1970; *nom. subs.* Bodenbender 1911) y específicamente a la Formación Patquía (Frenguelli 1944). En determinados tramos estratigráficos de la sección inferior de la citada Formación, se presentan una serie de concreciones esféricas de color gris verdoso hasta gris oscuro. Estas concreciones presentan características y composiciones muy peculiares; estudios geoquímicos y de difracción de rayos X de estas estructuras indican una importante concentración de vanadio (como micas de vanadio) asociada a otros elementos tales como uranio y cobre, conformando una típica asociación uranio-vanadio-cobre.

Marco geológico y características de las concreciones

Como puede observarse en el bosquejo geológico de la Figura 1a, la estratigrafía del área es relativamente simple. Las rocas más antiguas, de edad precámbrica, están representadas por el basamento metamórfico denominado como Formación El Espinal (Turner 1964), el cual está compuesto por micacitas, esquistos granatíferos, calizas metamórficas, anfibolitas y migmatitas, las que conforman el núcleo de la sierra de Maz. Sobre él se apoya discordantemente una secuencia sedimentaria homoclinal de edad paleozoica tardía-triásica. Esta secuencia se compone, en orden ascendente, por las sedimentitas del Grupo Paganzo (Carbonífero-Permico), integrada por las Formaciones Guandacol, Tupe y Patquía (Frenguelli 1944), seguidas en discordancia por las Formaciones Talampaya y Tarjados (Romer y Jensen 1966) de edad triásica temprana, cubiertas discordantemente por sedimentitas de edad triásica media a tardía que integran el Grupo Agua de la Peña (Bossi 1971).

Dentro de esta pila sedimentaria, la Formación Patquía está formada por un espeso conjunto de bancos rojos, en los que se puede diferenciar una serie de

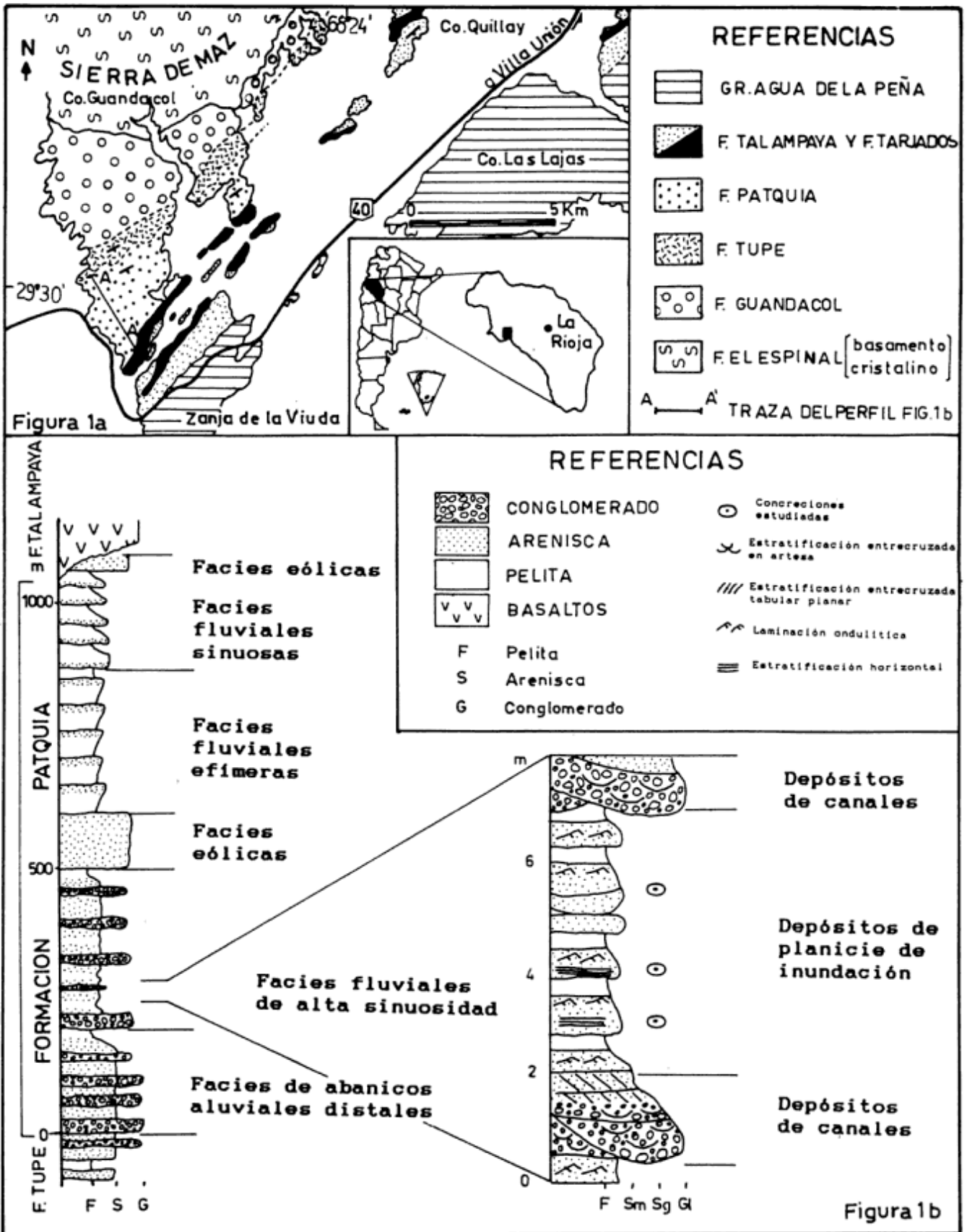


Figura 1: a, Mapa geológico del área con ubicación de la traza del perfil; b, Perfil columnar esquemático mostrando la localización de las concreciones.

facies sedimentarias (Fig. 1b) interpretados como depósitos de abanicos aluviales distales seguidos por sistemas fluviales de alta sinuosidad, eolianitas y sistemas fluviales efímeros.

Las concreciones, motivo del presente estudio, se encuentran en la base de dicha formación (Fig. 1b), incluida en la facies fluvial de alta sinuosidad. Esta facies está compuesta de un conjunto de canales sabulíticos-conglomerádicos finos, arcósicos, de color rosado pálido, que se intercalan en potentes sucesiones de areniscas y pelitas rojas, correspondientes a depósitos de planicie de inundación. Estas concreciones están alojadas en areniscas finas a muy finas rojas, con estratificación horizontal y macizas, y con menor frecuencia, en psamitas con estratificación ondulítica. Genéticamente las litofacies corresponden a depósitos de intercanal, que por su asociación con pelitas rojas laminadas y macizas, se interpretan como episodios de flujos tractivos con natural desaceleración, correspondientes a eventos de creciente (lóbulos de desbordamiento o *crevasse splay*).

Las concreciones presentan un diámetro entre 2 y 20 cm y pueden distinguirse tres zonas concéntricas bien diferenciadas (Fig. 2): (A) un núcleo de color verde oscuro a negro, (B) una zona intermedia de color rosado

tenué, separado de la externa por un halo verde milimétrico, y (C) la zona exterior, de mayor volumen, de color blanco y cuyo pasaje a la roca hospedante roja es neto.

Petrográficamente las areniscas hospedantes son arenitas arcósicas (Dott 1964; Pettijohn *et al.* 1987) que presentan textura clástica con contactos rectos a cóncavo-convexo y están compuestas por clastos subredondeados a subangulosos de cuarzo, feldespatos alterados totalmente a carbonato o arcillas (illita, caolinita), plagioclasas y minerales opacos. Se han identificado al menos dos tipos de cementos: 1) una primera etapa de cementación ferruginosa que forma una delgada capa (*coating*) sobre la superficie de los granos (cemento hematítico, *cf.* Limarino *et al.* 1987); 2) crecimiento secundario de cuarzo que en ocasiones incluye la pátina ferruginosa; 3) una cementación carbonática de origen telodiagenética que corroe a los clastos y reemplaza parcialmente el cemento.

La textura y composición de las zonas B y C de las concreciones (Fig. 2) es similar a la roca hospedante, aunque hay una total ausencia de cemento hematítico, siendo este reemplazado por minerales del grupo de las cloritas. En la fracción clástica se observa que existe abundante feldespato alcalino, muchas veces parcial o

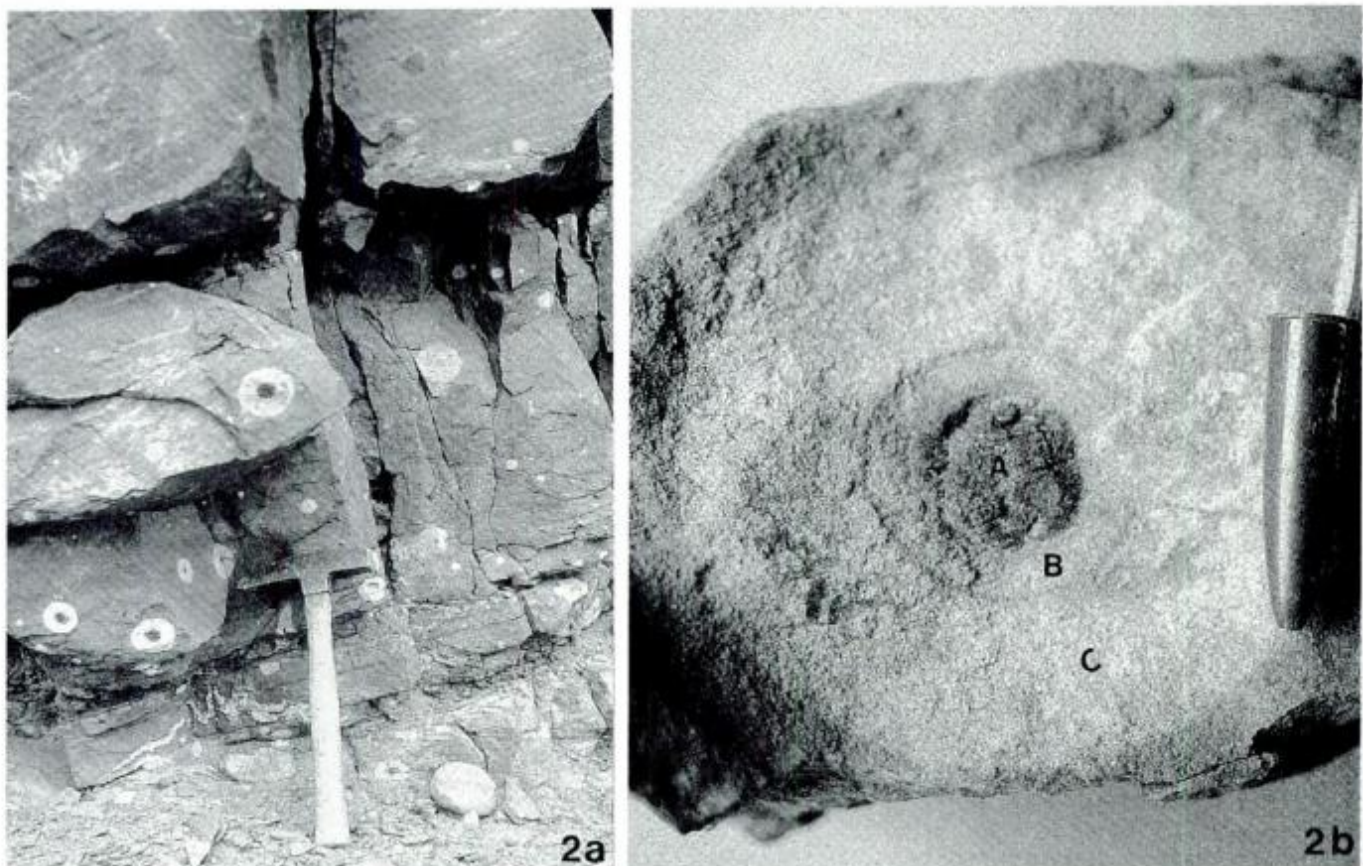


Figura 2: Concreciones vanadiníferas: aspecto general y detalle con la ubicación del núcleo (A), zona intermedia (B) y exterior (C). Para explicación véase el texto.

totalmente reemplazado por illita o caolinita de gran tamaño, y gran cantidad de circones. El núcleo (zona A, Fig. 2) presenta textura clástica flotante, donde el esqueleto (50%) está compuesto fundamentalmente por cuarzo totalmente corroído y engolfado por el cemento junto a clastos de plagioclasa, minerales opacos y circón. El cemento, que conforma prácticamente el 50% del núcleo, está compuesto por una compleja trama de minerales micáceos y arcillosos de grano fino que por medio de estudios de difracción de rayos X, se ha podido establecer que se trata de, illita y roscoelita (Fig. 3). Este último mineral, que es una de las principales menas de vanadio, se trata de una variedad de moscovita, donde el aluminio es intercambiado por el vanadio K $(V, Al, Mg)_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$ (Berkman 1989) llegando a contener hasta un 20 % de $V_2 O_5$.

Como se mencionó anteriormente, uno de los más remarcables rasgos de estas estructuras es la singular anomalía en vanadio que presentan en el núcleo, que sin lugar a dudas proviene de esta variedad de moscovita. Análisis por Inductivity Couple Plasma (ICP) indican concentraciones elevadas de este elemento en las zonas "A" y "B" (60340 y 2582 ppm. respectivamente), en contraste con la escasa proporción del mismo, tanto en la zona "C" (276 ppm.) como en la roca hospedante (77 ppm). Asociado a esta anomalía de vanadio se encontró, comparando también con la roca hospedante, elevados valores de uranio (237 a 163 ppm.), cobre (178 ppm), rubidio (252 ppm) y algunos elementos del grupo de las tierras raras (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm y Yb).

Estructuras similares en secuencias de bancos rojos han sido mencionadas en el Permo-Triásico de Estados Unidos (Fischer y Stewart, 1961), Gran Bretaña (Harrison 1975) y Canadá (Van de Poll y Sutterland 1976). Varios mecanismos de formación han sido sugeridos para estas concreciones enriquecidas con metales, incluyendo la actividad del H_2S , bacterias reductoras de sulfato, etc. Aunque estudios más detallados de las concreciones son necesarios para resolver su génesis, es muy probable que estas se hallan desarrollado en condiciones eodiagenéticas, previo a la formación de la hematita pigmentante, responsable del color de los bancos rojos. Avalan esta génesis la forma esférica de las concreciones, su concentración en determinados bancos arenosos con muy probable porosidad inicial y la totalidad falta de relación entre los cuerpos concrecionales y la estructura (diques, venillas, etc.) que pudieran indicar aporte hidrotermal.

El color de la roca hospedante está dado fundamentalmente por una pátina hematítica alrededor de los clastos (*coating*) y en menor grado como parches en la matriz o cemento. Según Limarino *et al.* (1987) son los óxidos de Fe hidratados (goethita, lepidocrosita y fenohidrita) de origen detrítico, provenientes del área fuente, los que por posterior

deshidratación darían lugar a la formación de la hematita pigmentante. Inducido muy probablemente por restos de materia orgánica, se generaron en las rocas aquí analizadas puntos de reducción, que podrían haber inhibido la formación de hematita (Schwertmann 1965) y explicaría la falta de pigmentación roja que muestra tanto el núcleo como la zona B y C. Finalmente, las concentraciones anómalas de vanadio que presentan estas concreciones se deben muy probablemente a la migración de V^{4+} (en medio oxidante) en una etapa temprana de la diagénesis (eodiagénesis) y una posterior precipitación como V^{3+} en estos núcleos, debido al microambiente reductor que generó el material carbonoso.

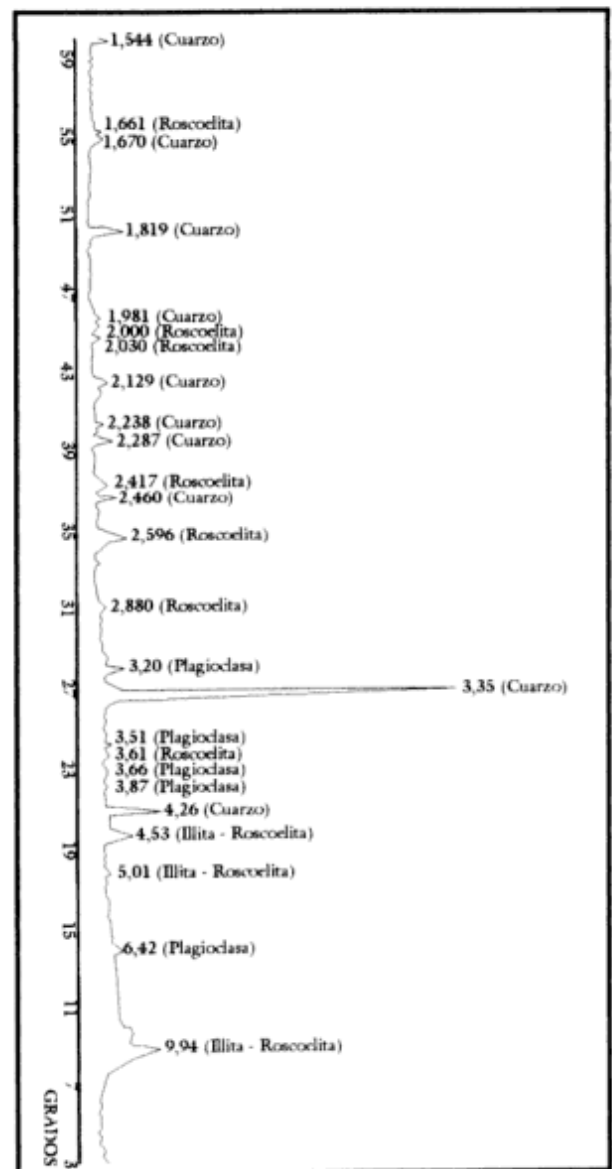


Figura 3: Difractograma de rayos X del núcleo de la concreción.

Conclusiones

1. Concreciones con notables concentraciones de vanadio, asociado a anomalías de uranio, cobre y tierras raras, se hallaron en la secuencia de bancos rojos aflorantes en el extremo sur de la sierra de Maz, correspondientes a la Formación Patquía.

2. Estas concentraciones de metales se formaron probablemente favorecidos por la presencia de restos de materia orgánica, las que generaron un microambiente reductor, donde precipitó el vanadio junto a los otros elementos mencionados.

3. Un control depositacional en la distribución de estas concreciones es evidente, por la estrecha asociación de estas concreciones en areniscas porosas de ambientes fluviales, que permitieron la migración de estos elementos metálicos hacia estos puntos de reducción que dieron origen a las concreciones.

4. El mineral de vanadio hallado es roscoelita, siendo la primera cita en Argentina.

5. Si bien estas concreciones tienen contenido anómalo de vanadio (276 ppm), comparado con la mayoría de las rocas y meteoritos que contienen valores menores a 100 ppm, (Dunn *et al.* 1956), solo mayores estudios podrán indicar su interés económico.

6. Estas concreciones con anomalías de vanadio, podrían ser utilizadas como guías de prospección para futuros hallazgos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R., 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. Grupo Paganzo, Formaciones que lo componen y sus relaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25: 405-429.
- Berkman, D.A., 1989. Field geologists manual. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph 9. Victoria, Australia.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes, República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 19 (1): 5-220.
- Bossi, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto - Ischichuca. Actas Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, 2, 1 (Geol.): 611-626. Buenos Aires.
- Dott, R., 1964. Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? Journal Sedimentary Petrology, 34: 625-632.
- Fischer, R.P. y Stewart, F.H., 1961. Copper, vanadium and uranium deposits in sandstone - their distribution and geochemical cycles. Economic Geology, 56: 509-520.
- Frenguelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. Revista del Museo La Plata, 213-265.
- Harrison, E.D., 1975. Concretionary concentrations of the rarer elements in Permo-Triassic red beds of south-west England. Bulletin Geological Survey Great Britain, 52: 1-26.
- Limarino, C.O., Morelli, J.R. y Alonso, M.S., 1987. El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico): su origen y probable significado. Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1/4): 1-10.
- Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R., 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag, 553 p., New York.
- Romer, A.S. y Jensen, J.A., 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo región. Breviora, 252. Cambridge.
- Schwertmann, W.C. 1965. Zur goethit-und Hämatitbildung aus amorphen Eisen (III) - hydroxide. Pflanzenernährung, Dungkund, Bodenkunde, 108: 37-45.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15 c, Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100, 76p., Buenos Aires.
- Van de Poll, A.T. y Sutterland, D.C., 1976. Cupriferous reduction spheres in Upper Mississippian red beds of the Hopewell Group at Dorchester Cape New Brunswick. Canadian Journal Earth Science, 13: 781-789.

Recibido: 4 de junio, 1996

Aceptado: 11 de febrero, 1997

NOTA BREVE

Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina

A.C. RICCARDI¹, S.E. DAMBORENEA¹, M.O. MANCENIDO¹, R. SCASSO²,
S. LANÉS² y M.P. IGLESIA LLANOS²

¹Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata

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

ABSTRACT. *First record of fossiliferous marine Triassic from Argentina.* The discovery of invertebrates (bivalves, brachiopods, gastropods, nautiloids and corals) and plants in the basal levels of the Mesozoic marine succession of Rio Atuel, Mendoza demonstrates the existence of marine Upper Triassic (Norian-Rhaetian) in the area. Fossils were found in the middle and lower levels of a c. 300 m sequence of massive and laminated pelites with dropstones and slump structures, i.e. the Arroyo Malo Formation (nov.). The Triassic strata are overlain by marine Hettangian and Sinemurian. This is the first record of fossiliferous marine Triassic from Argentina.

Antecedentes

La existencia de sedimentitas marinas triásicas en la Argentina fue postulada por Groeber (1924, 1929) sobre la base de algunos bivalvos y braquiópodos hallados en el cerro Chachil y en la región de Piedra del Aguila, Neuquén. Esos fósiles han sido posteriormente atribuidos al Jurásico temprano (Leanza, A.F. 1948; Frenguelli 1948; Leanza, H.A. 1992; Manceñido y Leanza, en Riccardi y Damborenea 1993, p. 137-139, 353-354).

En la misma época, se sostuvo asimismo la existencia de Triásico marino en la Cuenca Aimara, del noroeste de la Argentina (Bonarelli 1921, 1927), sobre la base de una fauna de gastrópodos del llamado "Horizonte Calcáreo-dolomítico" (= Formación Yacoraite). En la actualidad estos niveles son referidos al Cretácico tardío (véase Parodiz 1969; Riccardi 1988). En cuanto a las calizas de la Fm. Vitiacua (Grupo Cuevo), de la misma región, los únicos fósiles marinos atribuidos al Triásico proceden de territorio boliviano (Beltan *et al.* 1987). Por otra parte, según interpretaciones recientes (véase Starck *et al.* 1992) esa unidad podría ser asignada al Pérmico superior o Triásico inferior.

Desde entonces no han existido nuevas menciones sobre la existencia de Triásico marino en la Argentina, por lo que se consideró que este sistema estaba exclusivamente representado por rocas continentales

(véase Stipanovic 1983 y referencias allí citadas). Los registros más tempranos del Mesozoico marino en la Argentina estaban localizados en la margen norte del río Atuel, Mendoza, y eran atribuidos al Sinemuriano superior, con una posible extensión al Sinemuriano inferior (véase Volkheimer 1978 y Riccardi *et al.* 1988, 1991 y referencias allí citadas).

A fines de 1986, en el curso de una campaña destinada a ubicar los niveles marinos mesozoicos más antiguos existentes en la región del río Atuel, Riccardi, Damborenea, Manceñido y Ballent (1988, 1991) documentaron la existencia de niveles con amonites del Hettangiano y Sinemuriano, hallazgo que fue posteriormente repetido por Hillebrandt (1990b). Por debajo de esos niveles se señaló la existencia de un conjunto de sedimentitas de c. 300 m de espesor, aparentemente estériles y con base no aflorante, que "sugiere la posibilidad de que la sucesión marina de la región comience en el Triásico" (Riccardi *et al.* 1988, p. C370).

La región fue visitada nuevamente por A.C.R., S.E.D. y M.O.M. en marzo de 1988 (muestras M 1693-1732) y conjuntamente con G. González Bonorino en febrero de 1992 (muestras M 1773-1782), y con H. Vizán y M.P. Iglesia Llanos en febrero de 1994 (muestras M 1933-1954). En la segunda de estas campañas se pudo documentar la presencia de fragmentos de bivalvos y gastrópodos en la parte inferior de la sucesión tentativamente referida al Triásico. También se

mencionó la existencia de foraminíferos y ostrácodos del límite Triásico-Jurásico (Ballent 1994). Finalmente a fines de 1996, en una campaña efectuada por A.C.R., R. Scasso, M.P. Iglesia Llanos y S. Lanés, dos de los autores (R.S. y M.P.I.L.) hallaron restos de invertebrados (muestras M 2056-61) que permitieron definir la existencia de Triásico marino en la zona y, por primera vez, en la Argentina. La importancia de este hallazgo reside además en el hecho de que la sección es una de las pocas a nivel mundial en la que tanto el Triásico superior como el Jurásico inferior se encuentran representados por facies marinas fosilíferas.

La presente asignación genérica y específica de los invertebrados fue realizada por dos de los autores (S.E.D. y M.O.M.) y la de las plantas por P.N. Stipanovic. El análisis sedimentológico es mayormente responsabilidad de dos de nosotros (S.L. y R.S.). El material fósil mencionado e ilustrado se halla depositado en el Departamento Paleontología Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales La Plata (MLP).

Estratigrafía

El Triásico marino de la región del río Atuel aflora en el arroyo Alumbre, un afluente izquierdo del arroyo Malo, ubicado c. 3 km aguas arriba de la desembocadura de este último en el río Atuel (Fig. 1).

El curso medio del arroyo Alumbre atraviesa el núcleo de un anticlinal de rumbo norte-sur conformado por sedimentitas del Triásico, Hettangiano y Sinemuriano. La sucesión se encuentra bien expuesta en el flanco occidental de la estructura, que inclina 60° al oeste, donde se levantó un perfil y se coleccionaron fósiles del Triásico tardío y del Hettangiano (Fig. 1). Cruzando un filo que constituye la divisoria de aguas entre el arroyo Alumbre y un pequeño afluente del arroyo Malo continúa la sección, con niveles del Hettangiano-Sinemuriano, sobre la margen izquierda del arroyo Malo.

La parte inferior (Triásico) de esta sucesión presenta características litológicas que permiten diferenciarla de la parte superior (Hettangiano-Sinemuriano). Esta última corresponde a facies distales de la Formación El Cholo (Stipanovic, en Stipanovic y Bonetti 1970; sensu Damborenea y Manceñido, en Riccardi y Damborenea 1993, p. 156-160), más finas que las típicamente representada al este del arroyo Las Chilcas.

La Formación El Cholo en la sección del arroyo Malo consiste en una sucesión bien estratificada de pelitas y areniscas que muestran un arreglo uniformemente grano- y estratocreciente (véase Riccardi *et al.* 1988, 1991, fig. 2 y el Apéndice del presente trabajo). La edad de la Formación El Cholo en esta localidad queda acotada por elementos de las zonas de Asociación de

Psiloceras y de Agassicerias (Hettangiano-Sinemuriano temprano) (Riccardi *et al.* 1988, 1991).

En el arroyo Alumbre, la Formación El Cholo apoya en aparente concordancia sobre depósitos muy delgados asignados a la Formación El Freno (Stipanovic y Bonetti 1970). La Formación El Freno en esta localidad consiste en un nivel de psefitas clastosostenidas que muestra una alternancia de lentes con base erosiva y techo plano neto. Estas psefitas representarían el relleno de canales fluviales por barras gravosas con crestas curvas o sinuosas.

Formación Arroyo Malo (*nov.*)

Se propone la denominación Formación Arroyo Malo para la sucesión que en el arroyo Alumbre infrayace a las formaciones El Freno y El Cholo.

Area y estratotipo: Se propone como área tipo la región ubicada sobre la margen izquierda del arroyo Malo, donde en el curso medio de uno de sus afluentes, el arroyo Alumbre, se halla expuesta la sección tipo (Fig. 2). Allí aparece una sucesión heterogénea, predominantemente pelítica, con intercalaciones de lentes de areniscas y niveles de conglomerados matriz-sostenidos, de colores verde oliva y gris oscuro. A diferencia de la Formación El Cholo, en los depósitos de la Formación Arroyo Malo pueden reconocerse varios ciclos granocrecientes y no una tendencia grano- y estratocreciente uniforme.

Distribución y espesor: En su sección tipo la Formación Arroyo Malo exhibe un espesor máximo de

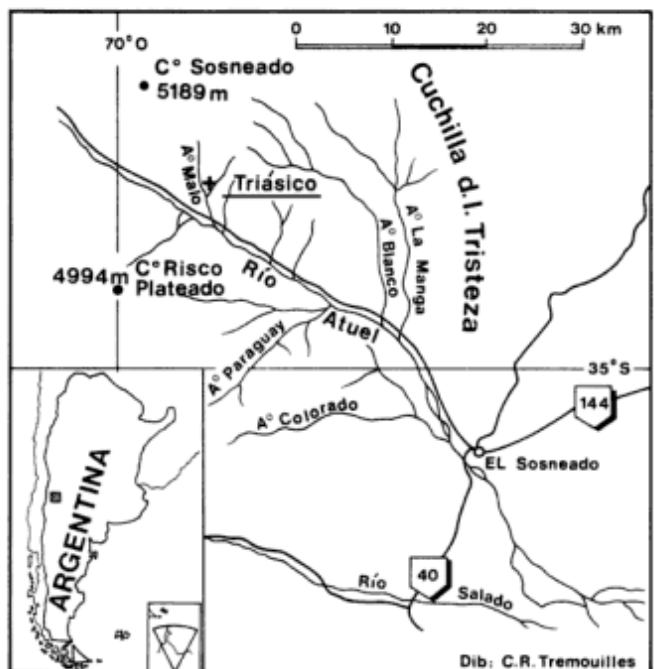


Figura 1: Mapa de ubicación.

286 m, sin que se observe su base. Es posible que existan afloramientos aislados más al oeste y al norte y en subsuelo debe tener una distribución areal mayor.

Relaciones estratigráficas: La base de la Formación Arroyo Malo no aflora y el tope está cubierto en aparente concordancia por conglomerados clastosostenidos asignados a la Fm. El Freno y luego por los depósitos hettangianos con *Psiloceras* sp. que aquí conforman la base de la Formación El Cholo.

Litología: Las acumulaciones más desarrolladas de la Formación Arroyo Malo corresponden a pelitas macizas o laminadas, a veces micáceas, con niveles de concreciones carbonáticas y guijarros dispersos similares a cadilitos (*dropstones*), grietas de sinéresis y estructuras de deslizamientos (*slumps*). Tanto las pelitas laminadas como las macizas, interpretadas como producto de decantación, pueden contener una proporción variable de guijarros aislados similares a cadilitos.

Los niveles pelíticos con cadilitos aparecen intercalados con estratos de conglomerados matriz-sostenidos muy similares a diamictitas glaciares, de 40-50 cm de espesor, bases y topes planos netos. En opinión de uno de los autores (R.S.), la asociación de diamictitas y fangolitas laminadas con cadilitos es un típico indicador de depósitos glaciares. Sin embargo, la ausencia de evidencias regionales de áreas englazadas en el Triásico tardío hace necesario buscar una explicación alternativa. Así, las diamictitas o conglomerados matriz-sostenidos pueden interpretarse como resultado del congelamiento de flujos de detritos cohesivos (Lowe 1982; Ghibaudo 1992); y los cadilitos en pelitas laminadas, como guijarros transportados por algas (Gilbert 1984) o proceso de balseo similar.

En forma más subordinada aparecen areniscas (wackes) gruesas a finas, a menudo con intraclastos pelíticos o guijas subredondeadas, dispuestas en bancos de 0,50-0,40 m de espesor que se acuñan lateralmente a lo largo de 50 m. Internamente muestran gradación normal, laminación plana, óndulas de corriente o estructuras de escape de fluidos y una alternancia de areniscas muy finas y limolitas con laminación ondulosa en el tope. La base es erosiva con calcos de carga. También se encuentran pequeños lentes de areniscas gruesas con gradación normal y base erosiva (ancho de los lentes: 50 cm, potencia: 30 cm). Hacia la parte superior del perfil se hallan depósitos tabulares de areniscas medianas con estratificación horizontal, y base y techo planos netos. Este conjunto de areniscas se atribuye a la combinación de corrientes de turbidez de alta densidad con otras de baja densidad (Lowe 1982). La porción heterolítica indica la alternancia de épocas de sedimentación de finos desde una suspensión con otras de corrientes tractivas débiles.

Ambiente de depositación: Una interpretación

preliminar de los depósitos triásicos permite establecer un ambiente marino de profundidad mayor al nivel de base de ola, tal como lo indica la decantación de pelitas. La deformación sinsedimentaria de tipo *slump*, los

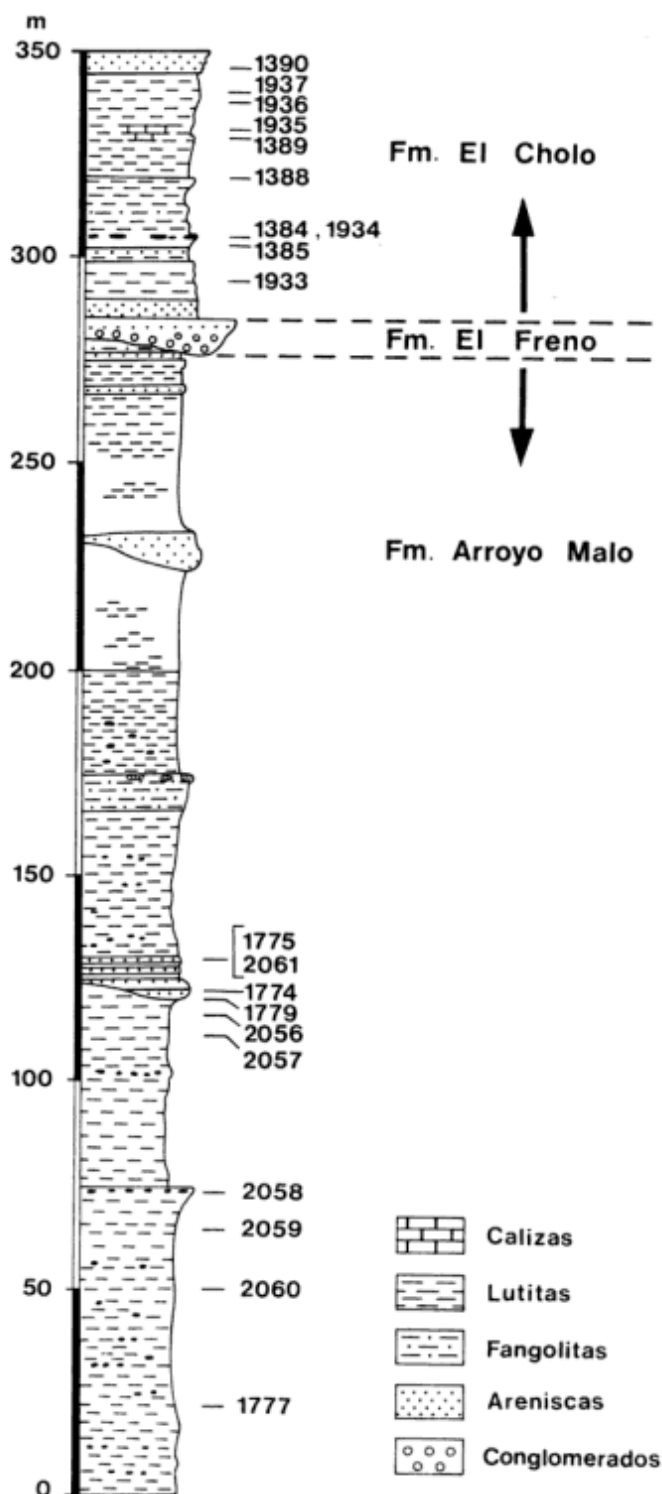


Figura 2: Perfil columnar de la sección tipo de la Formación Arroyo Malo.

depósitos de flujos de detritos y de corrientes de turbidez evidenciarían una pendiente deposicional o talud cercano con gran aporte de sedimentos. Los rasgos enunciados son compatibles con un ambiente de abanico deltaico (*fan-delta*) alimentado por un sistema fluvial entrelazado (Postma 1990). El paleoambiente inferido se habría instalado en una cuenca estrecha, posiblemente somera y de fondo abrupto, condiciones que favorecen el desarrollo de corrientes de turbidez en cuencas de retroarco someras (Tokuhashi 1996).

Contenido fosilífero: La macrofauna hallada en los niveles M1774, 1775, 1779, 2056-2059 y 2061 (Fig. 2), comprende varias especies de bivalvos, al menos dos de gastrópodos, un braquiópodo, un nautiloideo y un cnidario. A nivel específico (y aún genérico), esta fauna de moluscos y braquiópodos es completamente diferente en composición a las del Jurásico temprano de ésta y otras localidades andinas. Las determinaciones preliminares del material identificado hasta el momento incluyen: *Cassianella* cf. *peruana* Körner (Fig. 3.4); *Otapiria* spp. (Fig. 3.1); *Liostrea* sp.; *Minetrigonia?* *multicostata* (Körner) (Fig. 3.5); "*Astarte*" *incae?* Jaworski (Fig. 3.7); *Palaocardita peruviana?* Cox (Fig. 3.2); *Septocardia* cf. *peruviana* (Cox) (Fig. 3.6); *Tutcheria?* sp.; *Guidonia?* sp.; *Omphaloptycha?* sp.; *Zugmayerella?* cf. *koernerii* Sandy (Fig. 3.3), Nautiloidea indet. y Cnidaria indet.

La microfauna de la muestra 1777 fue identificada por Ballent (1994) y contiene foraminíferos (formas

similares a *Haplophragmoides* y nodosáridos), y ostrácodos (*Ogmoconchella* sp. y cytheráceos).

Los vegetales hallados corresponden a dos hemiláminas sobrepuestas (M 2060) de *Zuberia* cf. *zuberi* (Szaj.) Frenguelli (Fig. 3.8), identificadas por P.N. Stipanovic con el ejemplar de la lámina 4 de Frenguelli (1944) y a pinas fragmentarias pertenecientes a *Clathropteris*. Estas últimas son comparables a material *in situ* de los niveles más bajos de la Formación El Cholo (M1933), referidos a *Clathropteris* cf. *meniscioides* Brong. (Oishi 1932; Nemejc 1963).

Edad: Entre los bivalvos, resulta significativa la presencia de especies de los géneros *Cassianella* Beyrich, *Palaocardita* Conrad, *Septocardia* Hall y Whitfield, *Otapiria* Marwick y *Minetrigonia* Kobayashi y Katayama, que en conjunto caracterizan a asociaciones del Triásico tardío de diversos lugares del mundo. *Otapiria*, *Liostrea* Douvillé y *Septocardia* no se conocen de depósitos anteriores al Noriano, por lo que de este modo quedaría acotada la antigüedad máxima de este depósito. Por otra parte, *Cassianella*, *Palaocardita* y *Septocardia* no se han registrado con certeza en tiempos post-triásicos. El material argentino está relacionado con *Cassianella peruana* Körner, *Minetrigonia?* *multicostata* (Körner), "*Astarte*" *incae* Jaworski, *Palaocardita peruviana* Cox y *Septocardia peruviana* (Cox), especies características de depósitos noriano-rhaetianos de varias localidades

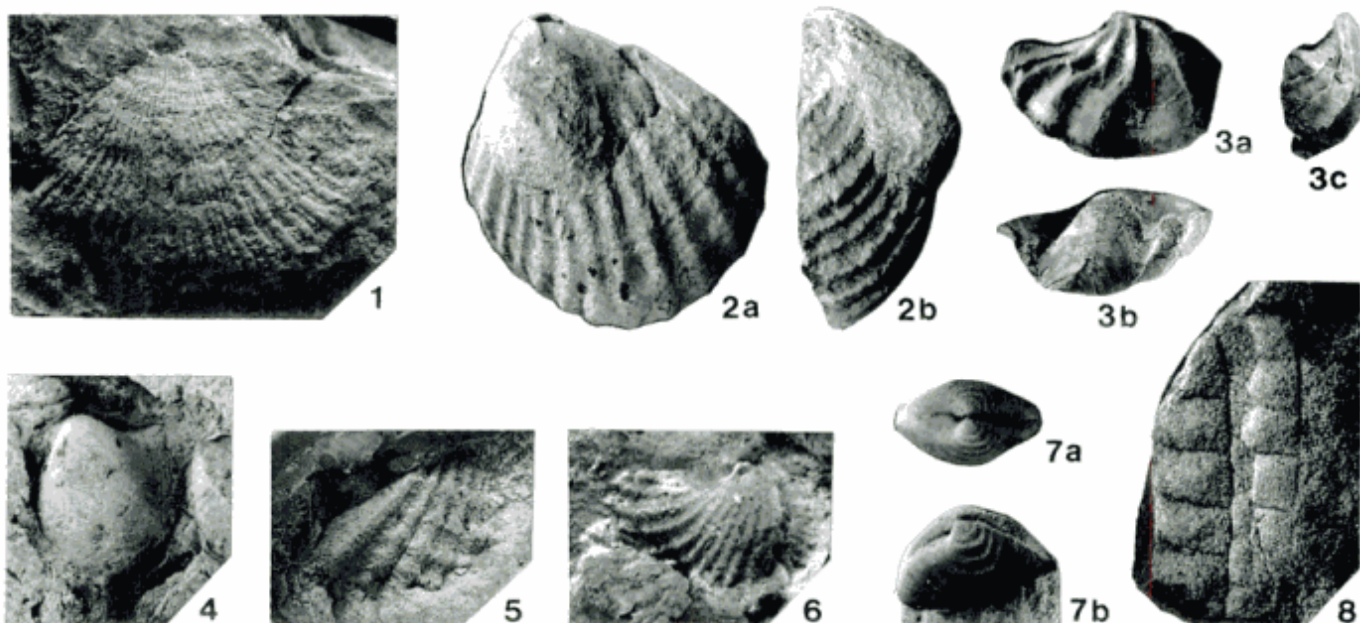


Figura 3: 1. *Otapiria* sp., fragmento de valva izquierda, MLP 27764, X 3; 2. *Palaocardita peruviana?* Cox, valva izquierda con cnidario epizoico, MLP 27770, X 1, 2a, vista lateral, 2b, vista anterior; 3. *Zugmayerella?* cf. *koernerii* Sandy, MLP 27763, X 1, 3a, vista ventral, 3b, vista anterior, 3c, vista lateral; 4. *Cassianella* cf. *peruana* Körner, molde interno de valva izquierda, MLP 27766, X 3; 5. *Minetrigonia?* *multicostata* (Körner), molde de goma de fragmento de valva derecha, MLP 27765, X 3; 6. *Septocardia* cf. *peruviana* (Cox), molde de goma, MLP 27768, X 3; 7. "*Astarte*" *incae?* Jaworski, molde de goma, MLP 27767, X 3, 7a, vista dorsal, 7b, valva izquierda; 8. ? *Zuberia* cf. *zuberi* (Szaj.), MLP 27772, X 1.

del oeste de América del Sur (Jaworski 1922; Körner 1937; Cox 1949; Hayami *et al.* 1977; Chong y Hillebrandt 1985).

Zugmayerella Dagis es un género de braquiópodo ampliamente distribuido a nivel mundial en el Noriano-Rhaetiano. Su alegada presencia en depósitos del Jurásico Inferior requiere confirmación. La especie más afín al material de Mendoza, *Z. koerneri* Sandy (1994), se conoce exclusivamente en depósitos norianos y/o rhaetianos de Perú central (Grupo Pucará) y norte de Chile (Formación Profeta).

En cuanto a la flora, *Zuberia zuberi* (Szaj.) Freng. es una especie muy difundida en la parte alta del Triásico Medio y del Triásico Superior de la Argentina, llegando en Chile a niveles retianos con fósiles marinos (véase Chong y Hillebrandt 1985; Corvalán 1986). El género *Clathropteris* es conocido desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio (Oishi y Yamasita 1936; Stipanovic 1955; Bonetti 1963; Herbst 1979, 1992).

Los fósiles hallados permiten asignar los niveles M 1775, 1779 y 2056-2060 al Triásico Superior (Noriano y/o Rhaetiano) y los niveles M 1384-5 y superiores al Hettangiano. Dada la concordancia aparente de la sucesión el límite Triásico - Jurásico debe ubicarse en niveles intermedios.

Paleogeografía: La vinculación del Triásico marino del río Atuel debe buscarse con sedimentitas de edad similar aflorantes en la Cordillera de la Costa de Chile. A esas latitudes, en ese país, el Triásico marino se conoce en la región comprendida entre Vichuquén y Batuco (35° - 35° 15' S) y en el área comprendida entre Los Vilos y Los Molles (32° - 32° 15' S) (véase Riccardi *et al.* 1988, 1991 y bibliografía allí citada). En el norte de Chile existe Triásico marino entre los 21° 30' y los 26° 15' S (Chong y Hillebrandt 1985; Hillebrandt 1990a; Bell y Suárez 1991).

Es de notar que en la región comprendida entre los afloramientos de la Cordillera de la Costa de Chile y los del río Atuel no existen otros registros de Triásico marino que permitan reconstruir la forma en que se produjo el acceso del mar triásico a la región oeste de la Argentina.

Debe destacarse sin embargo que tanto los bivalvos como el braquiópodo están claramente relacionados con especies descriptas para el Noriano-Rhaetiano del norte de Chile y de Perú central más que con aquéllas mencionadas para la Cordillera de la Costa de Chile. Esto es atribuible a las diferencias ambientales y faciales entre los depósitos aquí considerados y los de la costa chilena.

APENDICE

PERFIL ARROYO ALUMBRE-ARROYO MALO

El perfil expuesto (Fig. 1) comprende, de arriba hacia abajo:

Formación El Cholo (Stipanovic, en Stipanovic y Bonetti 1970)

c. 800 m - Sucesión bien estratificada de pelitas y areniscas que muestran un arreglo uniformemente grano- y estratocreciente. Comienza con una alternancia de pelitas y areniscas muy finas de color gris oscuro a negro. Las pelitas son macizas, a veces con niveles de concreciones o grietas de sinéresis, o muestran laminación plana. Las areniscas, muy finas a medianas, presentan ondulitas o estratificación entrecruzada en artesa y/o bioturbación. Culmina con un conjunto de areniscas finas hasta gruesas, de color amarillo pálido, intercaladas con limolitas gris verdosas. Las psamitas son macizas o muestran ondulitas de corriente, estratificación entrecruzada, niveles de concreciones tabulares, gradación normal y, a menudo, bioturbación (por ejemplo *Rhizocorallium* isp. entre otros ichnogéneros). Las limolitas son macizas y suelen alojar briznas carbonosas. Contiene amonites de las zonas de Asociación de Psiloceras y de *Agassiceras* (Hettangiano-Sinemuriano temprano) (Riccardi *et al.* 1988, 1991).

9,2 m - Areniscas y limolitas muy finas, laminadas, con colores alternantes gris verdoso a gris negruzco. Muestran intercalaciones de areniscas con acuñamientos laterales, con algunos niveles de guijas redondeadas dispersas y estratificación entrecruzada. Muestra *in situ* M1933 con *Clathropteris* cf. *meniscoides* Brong.

4,2 m - Areniscas finas, gris verdosas, homogéneas, lajosas, con pelitas intercaladas.

Formación El Freno (Stipanovic y Bonetti 1970)

5-20 m - Alternancia de lentes de 10 m de ancho y 1 m de espesor, que comienzan con conglomerados polimicticos con estratificación entrecruzada en artesa e imbricación y culminan con areniscas gruesas macizas. Los clastos, de hasta 15 cm de diámetro, son prolados y oblatos, redondeados, y derivan de vulcanitas ácidas o corresponden a intraclastos pelíticos.

Formación Arroyo Malo (nov.)

10-15 m - Areniscas macizas con intraclastos en la base, dispuestas en arreglo estratocreciente (espesor 2-4 m) y alternando con intervalos de pelitas de 2 a 4 m de espesor.

70-80 m - Tramo parcialmente cubierto con afloramientos saltuarios de pelitas fragmentosas. En el techo banco arenoso de 1 m de potencia, con intraclastos de pelitas grises de hasta 20 cm. En la parte media pasan lateralmente a lente de sabulita hasta arenisca mediana que internamente comienza con gradación normal, seguida por laminación plana y óndulas de corriente. Base erosiva con calcos de carga. Intraclastos pelíticos. Debajo de la arenisca aparecen niveles de pelitas laminadas, con clastos dispersos de hasta 4 cm, y bancos de conglomerados matriz sostenidos con una matriz pelítico-arenosa.

25 m - Pelitas fragmentosas masivas, con concreciones de hasta 5 cm.

10 m - Bancos de arenisca muy fina a limolita gruesa maciza. Paquete masivo de pelitas gris celeste que forman pliegues de deslizamiento localizados (*slumps*) de 20 cm de espesor.

35 m - Pelitas gris verde oliva con concreciones subvoidales dispersas de hasta 10-15 cm de longitud de caliza micrítica gris oscura, muy tenaz.

5-6 m - Conjunto de dos lentes de sabulita hasta arenisca mediana que internamente muestran gradación normal seguida por laminación plana y óndulas de corriente. Base erosiva irregular ondulada con calcos de carga. Intraclastos pelíticos. El espesor varía lateralmente. Estos lentes están separados por un intervalo heterolítico con laminación ondulosa, de 25 cm de espesor. Ex situ aproximadamente a este nivel muestra M1775, con *Otapiria* sp. y *Guidonia*? sp. y muestra M 2061 con *Nautiloidea* indet.

- 50 m - Pelitas fragmentosas, gris azuladas, con laminación plana y ocasionalmente Chondrites isp. Hacia el tope presentan clastos dispersos a manera de cadilitos, de rocas volcánicas y plutónicas, redondeados a subangulosos, de hasta 10 cm. En la parte media se intercalan bancos de conglomerados matriz-sostenidos verdes, de 40-70 cm.
- c. 48-50 m de la base, muestra M1774 con fragmentos indeterminables de conchilla.
- c. 47 m de la base, muestra M1779 con: *Septocardia?* sp.c. 43,5 m de la base, muestra ex situ M2056 con *Zugmayerella?* cf. *koerneri* Sandy.
- c. 40 m de la base, muestra *in situ* M2057 con *Otapiria* sp. Restos ex situ de *Clathropteris* sp.
- 70 m - Pelitas macizas con niveles de concreciones. En el techo banco de conglomerado matriz-sostenido macizo, que forma un resalto.
- c. 70 m de la base, muestra ex situ M 2058 con *Cassianella* cf. *peruana* Körner, *Liostrrea* sp.; *Minetrigonia?* *multicostata*, (Körner), "*Astarte*" *incae?* Jaworski, *Septocardia* cf. *peruviana* (Cox), *Tutcheria?* sp., *Omphaloptycha?* sp.
- c. 60-70 m de la base, muestra ex situ M2059 con *Palaeocardita peruviana?* Cox y cnidario epizooico.
- c. 50 m de la base, muestra ex situ M2060 con *Zuberia* cf. *zuberi* (Szej.).
- c. 22 m de la base, muestra M1777 con cf. *Haplophragmoides*, nodosáridos, *Ogmoconchella* sp. y cytheraceos (véase Ballent 1994).
- Base no expuesta, inmediatamente sobre la margen oeste del arroyo Alumbre.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ballent, S.C., 1994. New marine microfaunas from the Triassic-Jurassic boundary in the Atuel river area (Mendoza, Argentina). 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Abstracts, p. 55. Mendoza.
- Bell, C.M. y Suárez, M., 1991. Late Triassic fluvial and marine shelf succession, Quebrada Doña Inés Chica, Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 287-293. Oxford.
- Beltan, L., Freneix, S., Janvier, P. y López-Paulsen, O., 1987. La faune triásique de la formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1987(2): 99-115. Stuttgart.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales, 15(1): 1-97. Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1927. Fósiles de la formación petrolífera o "Sistema de Salta". *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Argentina)*, 30: 51-115. Córdoba.
- Bonetti, M.I.R., 1963. Flórlula mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), Chubut. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista, Paleontología*, 1(2): 21-43. Buenos Aires.
- Chong, D.G. y Hillebrandt, A.v., 1985. El Triásico preandino de Chile entre los 23° 30' y 26° 00' de lat. Sur. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 1: 162-210. Antofagasta.
- Corvalán, J., 1986. Léxico estratigráfico para el Triásico de Chile. Proyecto DIB E-1735-873F. Santiago de Chile.
- Cox, L.R., 1949. Moluscos del Triásico superior del Perú (Upper Triassic Mollusca from Perú). *Boletín del Instituto Geológico del Perú*, 12: 1-50. Lima.
- Freguelli, J. 1944. Las especies del género "*Zuberia*" en la Argentina. *Anales del Museo de La Plata, Nueva Serie*, B2(1): 1-30. La Plata.
- Freguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. *Rev. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA*, 8: 159-309. Buenos Aires.
- Ghibaudo, G. 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39: 423-454.
- Gilbert, R., 1984. The movement of gravel by the alga *Fucus vesiculosus* (L.) on an arctic intertidal flat. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(2): 463-468.
- Groeber, P., 1924. Descubrimiento del Triásico marino en la República Argentina. *Comunicaciones del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires*, 2(9): 87-94. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación, 58: 1-109. Buenos Aires.
- Hayami, I., Maeda, S. y Ruiz Fuller, C., 1977. Some Late Triassic bivalvia and gastropoda from the Domeyko Range of North Chile. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan*, N.S. 108: 202-221.
- Herbst, R., 1979. Review of the Australian Dipteridaceae. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, 103(1): 7-21.
- Herbst, R., 1992. Propuesta de clasificación de las Dipteridaceae (Filicales) con un atlas de las especies de Argentina. *D'Orbygniana*, 6: 1-71. Corrientes.
- Hillebrandt, A. v., 1990a. The Triassic/Jurassic boundary in northern Chile. *Cahiers Université Catholique de Lyon, Ser. Sci.* 3: 27-53. Lyon.
- Hillebrandt, A. v., 1990b. Der Untere Jura im Gebiet des Rio Atuel (Provinz Mendoza, Argentinien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 181(1-3): 143-157. Stuttgart.
- Jaworski, E., 1922. Die marine Trias in Südamerika. En: Steinmann, G. (Ed.): *Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, B.B.* 47: 93-200. Stuttgart.
- Körner, K., 1937. Marine (Cassianer-Raibler) Trias am Nevado de Acrotambo (Nord-Peru). *Palaeontographica A* 86(5-6): 145-237. Stuttgart.
- Leanza, A.F., 1948. El llamado Triásico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3(3): 219-244. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermármicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4): 272-299. Buenos Aires.
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297.
- Nemejc, F., 1963. *Paleobotanika*, 2, pp. 1-529. Praha.
- Oishi, S., 1932. The Rhaetic plants from the Nariwa District, Prov. Bitchú (Okayama Prefecture), Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Serie 4, Geology and Mineralogy*, 1(3-4): 257-380. Sapporo.
- Oishi, S. y Yamasita, K., 1936. On the fossil Dipteridaceae. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Imperial University, Series 4 Geology and Mineralogy*, 3(2): 135-184. Sapporo.
- Parodiz, J.J., 1969. The Tertiary non-marine Mollusca of South America. *Annals of the Carnegie Museum*, 40: 1-242. Pittsburgh.

- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.): Coarse-grained Deltas. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10: 13-27. Blackwell Publications. Oxford.
- Riccardi, A.C., 1988. The Cretaceous of southern South America. Geological Society of America Memoir, 166: 1-161. Boulder.
- Riccardi, A.C. y Damborenea S.E., Eds., 1993. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21(9): 1-476. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 2: 359-373. Santiago de Chile.
- Riccardi, A.C. Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 4(3): 159-170. Oxford.
- Sandy, M.R., 1994. Triassic-Jurassic articulate brachiopods from the Pucará Group, central Perú, and description of the brachidial net in the spiriferid *Spondylospira*. Palaeontographica A, 233(1-6): 99-126. Stuttgart.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A.E., 1992. La cuenca de Tarija: estratigrafía de la porción argentina. Boletín de Información Petroleras, 3ra. época, 9(30): 2-14. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1955. Aclaración sobre las "Dipteridaceae" de Barreal (Prov. San Juan) y la repartición geológica de los géneros de esta Familia. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10(1): 54-59.
- Stipanovic, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.), The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic B, pp. 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. I. Floras liásicas. Ameghiniana, 7(1): 57-78. Buenos Aires.
- Tokuhashi, S., 1996. Shallow-marine turbiditic sandstones juxtaposed with deep-marine ones at the eastern margin of the Niigata Neogene backarc basin, central Japan. Sedimentary Geology, 104: 99-116.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la hoja 27b, cerro Sosneado, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-85. Buenos Aires.

Recibido: 21 de marzo, 1997

Aceptado: 27 de mayo, 1997

DISCUSIONES

Acerca del fallamiento cenozoico en las sierras de Córdoba

Comentario

En el trabajo "Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S" (Martino *et al.* 1995) se ha deslizado un error en el tratamiento de información previa publicada al referirse los autores a "Consideraciones sobre fallamiento cenozoico de las Sierras de Córdoba".

A continuación se transcribe el párrafo en el que se advierte el mencionado error: "Cabe mencionar que en el estudio de la falla reactivada de Nono (Kraemer *et al.* 1993), el ángulo del plano de falla no varía entre uno y otro episodio de deformación, lo que señala ciertas discrepancias con lo expresado al respecto por Massabie (1987), quien propone que el fallamiento habría sido de alto ángulo para el Plioceno y bajo para el Pleistoceno. Dicho autor también señala que las fallas Pliocenas se habrían desarrollado con cierta independencia respecto a la estructura del basamento, lo que como se verá en el punto D no está apoyado por las observaciones realizadas (Kraemer *et al.* 1993)." *sic* Martino *et al.* (1995, pág. 73).

La revisión del trabajo mencionado (Massabie 1987) en el párrafo precedente me permite confirmar el tratamiento equivocado de la información antecedente en este aspecto particular del fallamiento cenozoico de las sierras de Córdoba por Martino *et al.* (1995). Efectivamente, en el trabajo citado, Massabie (1987), no existe mención alguna al respecto de diferenciar las etapas de fallamiento Plioceno y Pleistoceno con atributos diferentes en cuanto a su disposición estructural respectiva, alto ángulo y bajo ángulo. Por otra parte y como consecuencia de lo anterior, tampoco se trata en Massabie (1987) acerca de la relación entre las "fallas Pliocenas" y la estructura del basamento.

Ambos temas, dos etapas de fallamiento en el Cenozoico tardío y la relación sobre la base de observaciones en distintos afloramientos de las fallas con la estructura penetrativa del basamento, fueron sí presentados y analizados por Massabie y Szlafsztein (1991).

Pero tampoco es correcta, aún aceptando la confusión, -Massabie (1987) por Massabie y Szlafsztein (1991)-, la aseveración contenida en el párrafo transcripto de Martino *et al.* (1995): "Dicho autor también señala que las fallas Pliocenas se habrían desarrollado con cierta independencia respecto a la estructura del basamento,..."

Considero aquí conveniente reproducir lo señalado por Massabie y Szlafsztein (1991) sobre este aspecto en "Modelo tectónico y edad": "Como se señalara previamente, la fase temprana Mioceno - Plioceno, se individualiza estructuralmente por fallamiento inverso

de alto ángulo (*upthrusts*) a estar con Gordillo y Lencinas (1972, 1979). En este caso y también como lo señalara Pastore (1932) para el tramo norte de la Sierra Chica de Córdoba en la Hoja 20i y González Bonorino (1950) en forma más general para las Sierras Pampeanas del País, además de otros autores, se verifica una concordancia entre la anisotropía del basamento, esquistocidad y foliación, y la disposición de este fallamiento cenozoico, el cual a su vez determina la morfoestructura regional de estas Sierras", *sic* Massabie y Szlafsztein (1991, pág. 164). También en las "Conclusiones" del mismo trabajo puede leerse: "El modelo tectónico propuesto analiza la coexistencia en un mismo nivel de erosión actual del fallamiento Mioceno - Plioceno, controlado en su posición por la anisotropía del basamento precámbrico y del fallamiento Pleistoceno tardío que constituye corrimientos emergentes desarrollados probablemente como corrimientos de erosión controlados parcialmente en su disposición por la paleotopografía local.", *sic* Massabie y Szlafsztein (1991, pág. 165).

Estimo y es mi deseo contribuir a clarificar, por medio de estas líneas, parte de los aspectos tratados sobre fallamiento cenozoico en las sierras de Córdoba en el trabajo de Martino *et al.* (1995) que adolecen de errores en la lectura y tratamiento de la información antecedente, los cuales pueden pasar inadvertidos para terceros interesados.

Agradecimientos

Esta contribución se realiza en el marco del proyecto Ex217 UBACYT, por lo que se agradece a la Universidad de Buenos Aires el apoyo brindado.

- Kraemer, P., Tauber, A., Schmidt, y Rame, G., 1993. Análisis cinemático de la falla Nono, evidencias de actividad neotectónica en el Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 277-281, Buenos Aires.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.
- Massabie, A.C., 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas Orientales. Sierras de Córdoba, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 1: 271-274, Tucumán.
- Massabie, A. C. y Szlafsztein, C. 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico de las Sierras Pampeanas Orientales, Córdoba, Argentina. Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, 6: 154-168, Buenos Aires.

Armando Carlos Massabie
Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Nuñez, 1428 Buenos Aires.

Réplica

En primer lugar deseamos agradecer la señalización del error que se nos ha deslizado involuntariamente en el trabajo "Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32°00' LS" comentado por A. Massabie.

Dicho párrafo debería decir: "Cabe mencionar que en el estudio de la falla reactivada de Nono (Kraemer *et al.* 1993), el ángulo de falla no varía entre uno y otro episodio de deformación, lo que señala ciertas discrepancias con lo expresado por Massabie y Szlafstein (1991), quienes proponen que el fallamiento habría sido de alto ángulo para el Plioceno y bajo para el Pleistoceno. Dicho autor también señala que las fallas Pleistocenas se habrían desarrollado con cierta independencia respecto a la estructura del basamento, lo que como se verá en el punto D no está apoyado por las observaciones realizadas (Kraemer *et al.* 1993)". (En negrita los dos errores detectados).

Claramente se trata de un error y no de un tratamiento equivocado de la información ni de una aseveración incorrecta ya que previamente habíamos expresado: "El análisis de fallas menores permitió determinar dos eventos de deformación en la Falla de Santa Rosa: Evento A: con dirección Z de acortamiento NO-SE (288°) y dirección X de alargamiento subvertical. Evento B: con dirección Z de acortamiento NE-SO (53°) y dirección X de alargamiento cercana a la horizontal".

La edad de la deformación mínima depende de la edad que se asigne al cenoglomerado cabalgado por el basamento. Si la correlación de dichos niveles con rocas similares de las cercanías del Dique Los Molinos y Valle de San Alberto es correcta, la edad de dichos niveles sería Pleistoceno Medio a Tardío.

Dado que el Evento A se reconoce claramente en los niveles arcillosos del plano de falla, se sugiere que sería el último episodio de movimiento de la estructura, por lo que su edad sería post-Pleistoceno Medio (Pleistoceno Tardío?).

El Evento B aparece representado en el basamento cabalgante relativamente alejado del plano de falla, se considera como un evento previo de edad incierta. Por correlación con fallas estudiadas en otros sectores se supone una edad pliocena tardía (?). Un rasgo interesante de esta estructura es que el rumbo general de la falla coincide con el rumbo de la foliación general del basamento, lo que indica que al menos localmente la geometría del plano de falla estaría controlada por la fábrica del basamento durante los movimientos del cenozoico.

Esto se contraponen con lo expresado por Massabie y Szlafstein (1991), quienes expresan que el fallamiento durante el Pleistoceno tardío se independiza del control de la estructura del basamento." (*sic*, Martino *et al.* 1995, pág. 72).

Queda claro la corrección del error en el párrafo anterior ya que en el punto D del trabajo de Martino *et al.* 1995 se enfatiza: "D-Observaciones realizadas en la Falla de Santa Rosa, indican que el plano de falla se paraleliza a la foliación dominante del basamento. Una observación similar se obtiene al establecerse el paralelismo entre la representación regional de la foliación S3 y la traza del fallamiento. Un rasgo destacable es que cuando el basamento es foliado (gneis, filita), el fallamiento regional se adapta a la geometría de la foliación mostrando localmente fuertes inflexiones. Sin embargo, cuando la roca es estadísticamente más isótropa (granito, gneis macizo) el fallamiento se orienta esencialmente con rumbos NO°." (*sic*, Martino *et al.* 1995, pág. 73).

Por último agradecemos nuevamente a Massabie (1997) el haber permitido corregir el error apuntado más arriba y queremos además aclarar que la lectura completa del párrafo bajo el acápite Fallas (Martino *et al.* 1995, 71-75), sin descontextualizar ningún párrafo en especial, muestra que dicho error no se debió a un tratamiento equivocado de la información disponible ni a una aseveración incorrecta.

Kraemer, P.E., Tauber, A., Schmidt, C. y Ramé, G., 1993. Análisis cinemático de la falla Nono, evidencias de actividad neotectónica en el Valle San Alberto, Provincia de Córdoba. Actas del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3: 277-281.

Martino, R.D., Kraemer, P.E., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° 00' LS. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50 (1-4): 60-77.

Massabie, A.C., 1997. Acerca del fallamiento Cenozoico en las Sierras de Córdoba. Comentario.

Massabie, A.C. y Szlafstein, C.F., 1991. Condiciones geomecánicas y edad del fallamiento neotectónico en las Sierras Pampeanas orientales, Córdoba, Argentina. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, Actas, 6: 154-168.

Roberto Martino¹, Pablo Kraemer¹, Mónica Escayola¹, Mauricio Giambastiani² y Marcelo Arnosio¹

¹Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba y Conicet, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.

²Dirección Provincial de Minería, Belgrano 347, 5000 Córdoba.

NOTAS NECROLÓGICAS

†Adrián Mario Iñiguez Rodríguez (1937-1996)



El fallecimiento del Dr. Mario Iñiguez Rodríguez, acaecido en la ciudad de La Plata el 4 de septiembre de 1996, constituye una gran pérdida, no sólo por su reconocida capacidad científica en el campo de la Geología, sino también por su gran calidad humana. Desde Tarija, su ciudad natal, llegó a La Plata para llevar adelante sus estudios en la Universidad Nacional de La Plata. Allí egresó como Licenciado en Geología en 1962 y presentó su tesis doctoral en 1965, con el tema que siempre le apasionó: las Arcillas de la Provincia de Buenos Aires, obteniendo la máxima calificación y también el Primer Premio a la producción Científica de ese año, otorgado por la Secretaría de Cultura de la Provincia de Buenos Aires.

Desarrolló su carrera docente desde Ayudante Alumno en 1960 hasta Profesor Titular en las Cátedras de Mineralogía y Cristalografía Especial, en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Dedicó gran parte de su esfuerzo al estudio de la estructura, transformaciones y génesis de las arcillas, sus posibles aplicaciones industriales y a la importancia que tienen tanto en el desarrollo de los suelos como en la generación y migración de hidrocarburos. Formó de este modo una línea de investigación especializada básica y aplicada de alto interés para el país, siendo reconocido a nivel nacional e internacional.

Con maestría y sapiencia dirigió numerosos becarios y trabajos de tesis, llegando a formar así discípulos, algunos de ellos hoy profesores o investigadores destacados en diversas instituciones.

Su carrera científica se inició en 1965, precisamente con el trabajo de tesis doctoral, en el cual dio a conocer la caracterización y evolución diagenética de las arcillas y la particular presencia de minerales tales como pirofilita y vermiculita en los depósitos pelíticos de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Luego obtuvo por concurso una Beca Externa del CONICET para realizar trabajos de investigación en arcillas con eminentes profesores franceses tales como Georges

Millot (Estrasburgo), dando así un paso importante en su formación académica.

A su retorno de Francia en 1968, ingresó como Miembro de la Carrera de Investigador Científico del CONICET, en la categoría de Asistente, logrando las promociones correspondientes hasta llegar a Investigador Principal en 1979. Luego de más de 18 años de fecunda labor en esa posición, lo sorprendió la muerte, antes de lograr el merecido ascenso a la máxima categoría.

Es importante destacar sus contribuciones sobre los argilominerales en el Grupo La Tinta (Prov. Bs.As.), en el Grupo Paganzo (La Rioja), en suelos zonales de la Provincia de Buenos Aires, en las bentonitas del Lago Pellegrini (Rio Negro). Más recientemente dedicó parte de su tiempo al estudio de las ceolitas naturales de diversos sectores del país, soñando siempre con la aplicación agrícola-industrial de éstas. Otras importantes contribuciones de Mario, se refieren a aspectos sedimentológicos y estratigráficos, definiendo nuevas unidades litoestratigráficas en las Sierras Septentrionales, como la Formación Cerro Negro, que tiene implicancia económica en la producción de arcillas para cerámica y en la interpretación geológica de la comarca. Sus estudios y mapeos detallados sirvieron de base importante a la definición de las unidades del Precámbrico superior y del Cambro-Ordovícico. Culminó esta tarea con un trabajo de síntesis sobre la Cuenca Sedimentaria de Tandilia en colaboración con colegas y varios de sus discípulos, llegando a definir nuevos aspectos de la litoestratigrafía y evolución tectosedimentaria de la cobertura de Tandilia que, justo es recordar, es una fuente relevante de recursos no metalíferos y rocas de aplicación del país. Meses antes de su fallecimiento, completó una actualización sobre la cobertura de Tandilia que será publicada en el texto sobre la Geología Regional de Argentina a editar por el Servicio Geológico Nacional. Además propició y participó activamente hasta el momento de su fallecimiento, en forma conjunta con otros colegas, en los hallazgos de primitivas plantas vasculares (Cooksonias) en las unidades silúricas de los alrededores de Tarija.

Mario trabajó también entre 1964 y 1976, en el LEMIT con sede en La Plata, donde hizo interesantes estudios mineralógicos en materiales para la fabricación de pinturas, transformaciones de óxidos, alterabilidad de materiales de construcción, "clinker" de cementos, corrosión y agregados para hormigones.

Su labor institucional fue valiosa, organizó grupos de trabajo, dedicó esfuerzo al montaje y funcionamiento de laboratorios (especialmente de difracción de rayos X), dirigió proyectos de investigación básica y aplicada, propició convenios internacionales. Fue fundador y luego Director del Centro de Investigaciones Geoló-

gicas (CIG) durante 13 años, lugar donde compartimos muchas horas de trabajo productivo. El CIG bajo su conducción se constituyó en una de los Institutos de Ciencias de la Tierra de mayor prestigio científico del país, basado en la producción de trabajos de investigación y en la formación de jóvenes investigadores y becarios. Como coordinador de comisiones asesoras del CONICET y de la CIC, demostró siempre sus impecables cualidades humanas, ejemplo de persona justa y equilibrada, siempre proclive al diálogo y la discusión fecunda.

Llegó a publicar alrededor de 90 trabajos científicos en revistas nacionales e internacionales, logrando el reconocimiento de la comunidad científica especializada como un verdadero referente para temas teóricos y aplicados sobre argilominerales. Por ello fueron solicitados sus servicios para el dictado de cursos de actualización o de postgrado, en diversas Universidades argentinas, ecuatorianas y bolivianas, en instituciones como la Asociación Geológica Argentina, y en el asesoramiento de alto nivel para empresas estatales y privadas.

Quiero remarcar que Mario desarrolló toda su actividad sin egoismos, demostró su capacidad en la conducción de instituciones y en la dirección de discípulos. Poseedor de condiciones especiales para superar injusticias, fue siempre amable y dispuesto a dar el consejo más adecuado con un excelente equilibrio emocional. Recordaremos siempre su palabra pausada y tranquila manteniendo su típico acento tarijeño.

La comunidad geológica en general mucho le debe a Mario. Nos dejó una enseñanza de "sabio cacique": enfrentar siempre los problemas con generosidad y actitud conciliadora en aras del bien común. Compartimos ahora el dolor por su ausencia material, con sus queridos familiares. Trataremos, como postrar homenaje, de no olvidar el ejemplo de valor intelectual y humano que nos dejara "Pichuquín", como lo llamaban sus familiares y amigos de la juventud.

Carlos Cingolani
*Facultad de Ciencias Naturales y Museo
 Universidad Nacional de la Plata y CONICET*

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 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 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-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.

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 R. 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

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de junio 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 manuscript, 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, 1° 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 the editor and the city of publication.

- 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-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

Costs 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 2 - Págs. 113-240
Buenos Aires - Junio 1997

Registro de la Propiedad
Intelectual 732863

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104