

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XLII - Nos. 3-4
Julio - Diciembre
Buenos Aires 1987

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA

(1985-1987)

Presidente: DR. CARLOS CINGOLANI
Vicepresidente: DR. LUIS SPALLETTI
Secretario: DR. HÉCTOR A. LEANZA
Tesorero: LIC. NORMA PEZZUTTI

Vocales:

LIC. JORGE CANGINI
DR. ARMANDO MASSABIE
DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

Vocales Suplentes:

LIC. EUGENIO ARAGÓN
LIC. JORGE L. PISETTA
LIC. JUAN IDIART

Director de la Revista: DR. VÍCTOR A. RAMOS

Director de Publicaciones: DR. FRANCISCO E. NULLO

Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN
LIC. LUIS A. FAUQUE

(1987-1989)

Presidente: DR. HÉCTOR A. LEANZA
Vicepresidente: DR. MIGUEL A. ULIANA
Secretario: DR. RICARDO VARELA
Tesorero: LIC. LUIS A. FAUQUE

Vocales:

DR. JORGE O. CODIGNOTTO
LIC. ADELMA BAYARSKY
LIC. LUIS GRIECO

Vocales Suplentes:

LIC. ROBERTO R. KOKOT
DR. SERGIO MATHEOS
LIC. ANA MARÍA SATO

Director de la Revista: DR. FRANCISCO E. NULLO

Coordinador de Publicaciones: DR. JORGE O. CODIGNOTTO

COMITE EDITORIAL

DR. FLORENCIO G. ACENOLAZA, ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. ARTURO J. AMOS, DRA. MILKA K. DE BROODTKORB
DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. CARLOS CINGOLANI, DR. GUALTER CHEBLI, DR. LUIS DALLA SALDA,
DR. FRANCISCO FIDALGO, DR. FELIX GONZALEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZALEZ DIAZ, ING. ANTONIO INTROCASO,
DR. HÉCTOR A. LEANZA, DR. ENRIQUE LINARES, DR. EDUARDO J. LLAMBIAS, DR. NORBERTO MALUMIAN, DR. ROSENDO PASCUAL
DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. CARLOS W. RAPELLA y DR. JOSÉ A. SALFITI

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bo. Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CC 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Y.P.F., Departamento de Geología de Exploración, Golfo San Jorge, km 3, 9005 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zuleta Herrera, PCEP y N-UNC, Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieto de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Sergio D. Matheos, Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Ca. Nat. y Museo de La Plata, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
Mar del Plata: José L. Cionchi, C. C. 722, Correo Central 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanetini, Dirección de Fabricaciones Militares, CC 160, 5500 Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica N° 1, CC 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa N° 245, Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Canti, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Müller, CC 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Y.P.F., División Geología, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Perola, Fac. Ca. Nat., Edificio Malvinas Argentinas, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli, 5400 Rivadavia, San Juan.
San Luis: Nilda E. Urbina, Las Heras 1180, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo A. Peña, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Lic. Bernardo Pozo, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Dra. Elena Bernabé de Greco, Rivadavia 1027, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, CC 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, Dir. Gral. de Minería, Etcheluz y Monti, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134, 1001 Buenos Aires.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, 25 de Mayo 145, 5° p., 1002 Buenos Aires.
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Metzic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8350 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (P.A.): Lic. Luis Humberto Perpozzi, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 65 (1526).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, U.B.A.: Lic. Ana Virginia Vrba, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Graciela S. Felici, CC 9, 1802 Enziza.
Castelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castellar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz s/n, 1650 San Martín.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Miguel Soria, Angel Gallardo 470 (1405).
Secretaría de Minería: Lic. Norma Pezzutti, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1035).
Laboratorio Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Flora Rey Cabaleiro, Av. Criolito Larralde, km 23500, 1188 Florencio Varela.

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Secao de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Francia: Dr. Jean Claude Vicente, Laboratoire de Geologie Structurale, 4 Place Jussieu, Tour 26, 3° Etage, 75230 Paris, Francia.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

SEDIMENTOS ESTUARICOS DEL PLEISTOCENO TARDIO Y HOLOCENO EN LA ISLA MARTIN GARCIA, RIO DE LA PLATA.

Miguel A. González y Graciela Ravizza

RESUMEN

Se describen sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno presentes entre 5,2 y 9,8 m s.n.m. en la isla Martín García (río de la Plata), República Argentina. Los mismos son vinculados a tres episodios paleoeustáticos de origen climático (termoeustatismo). Todos los depósitos son de reducida extensión y presentan valvas de moluscos oligohalinos. Los más antiguos tienen abundante cemento carbonático epigenético (tosca).

Los depósitos correspondientes al episodio paleoeustático más antiguo aún no fueron datados por métodos precisos tales como los isotópicos o paleomagnéticos. Por sus relaciones estratigráficas se los ubicó cronológicamente en el Pleistoceno tardío y se los correlacionó tentativamente con el Interglacial Sangamon (Interglacial Riss-Würm de la terminología europea); por ello fueron denominados Transgresión Interglacial (?).

El episodio paleoeustático intermedio denominado Transgresión Interstadial, tanto por la posición estratigráfica de sus depósitos como por las edades obtenidas para el mismo por el método de carbono-14 (38.500 ± 3000 y 32.200 ± 1400 a AP) se correlacionó con un episodio global de mejoramiento climático llamado Interstadial del Wisconsin Medio.

La posición estratigráfica de los depósitos estuáricos más jóvenes y sus edades isotópicas (5800 ± 120 y 5740 ± 130 a AP) permitieron asignarlos al momento de máximo desarrollo de la Transgresión Postglacial y por ello se les dio tal denominación.

Se analiza con detalle una edad de 19.050 ± 500 a AP obtenida inicialmente mediante ^{14}C para los depósitos vinculados al llamado Interstadial del Wisconsin Medio y se argumenta su invalidez.

ABSTRACT

Estuarine Late Pleistocene and Holocene sediments found between 5,2 and 9,8 m a.s.l. in Martín García island (de la Plata river), Argentine Republic, were described. These deposits were correlated to three palaeoestatic episodes of climatic origin (thermoestatism). All deposits are scanty extensives and they have oligohaline mollusk shells.

The oldest palaeoestatic episode, named Interglacial (?) Transgression, was not dated by isotopical or paleomagnetic methods. It was tentatively correlated with the Sangamon Interglacial (Riss-Würm interglacial in the european terminology).

The intermediate palaeoestatic episode, named Interstadial Transgression, by the stratigraphic relations of its deposits and by the ^{14}C ages of them (38.500 ± 3000 and 32.200 ± 1400 y BP) was correlated with a climatic ameliorment episode named Mid-Wisconsin Interstadial.

The stratigraphic position of the youngest estuarine deposits and its ^{14}C ages (5800 ± 120 and 5740 ± 130 y BP) permit it correlation with the maximum postglacial transgression.

An age of 19.050 ± 500 y BP, initially obtained by means of the ^{14}C method for the intermediate estuarine deposits, related to Mid-Wisconsin Interstadial, was analized and was argued it invalidation.

INTRODUCCION

En el presente trabajo se amplían las observaciones iniciadas por Ravizza (1982-1984) referentes a las evidencias paleoeustáticas presentes en la isla Martín García (río de la Plata), República Argentina, $38^{\circ}11'S$ y $58^{\circ}15'O$ (véase figura 1). Estas observaciones se integran a un plan de investigación regional desarrollada por INGEIS, referente al paleoeus-

tatismo del Pleistoceno tardío y Holoceno entre los 33° y 40° de latitud sur.

Sobre la topografía a escala 1:4.000 y equidistancia 1 m presentada por Ravizza (1982, 1984), mediante teodolito se verificaron las cotas de los depósitos estuáricos estudiados. Las dataciones se realizaron en el laboratorio de carbono-14 de INGEIS.

Ravizza (1982, 1984) presentó a todos los depósitos estuáricos del Pleistoceno tardío

This One



CLRH-2SQ-CHYX

Material protegido por derechos de autor

presentes en la isla, como formados durante un único episodio paleoestático y los denominó informalmente *Unidad A*. En esta oportunidad se define que tales depósitos corresponden a dos episodios paleoestáticos distintos, ambos ocurridos durante el Pleistoceno tardío.

Al episodio paleoestático más antiguo se lo denomina Transgresión Interglacial (?). Al de antigüedad intermedia se lo llama Transgresión Interestadial y al más joven se lo menciona como Transgresión Postglacial. De igual modo, los respectivos depósitos se describen como Depósitos de la Transgresión Interglacial (?), Interestadial y Postglacial.

Los datos analíticos correspondientes a las edades acá presentadas, se exponen en el cuadro I.

Se aclara que en toda la isla y, en particular en el sector sudoeste, es común la presencia de grandes *Ostrea* del Terciario. Habitantes de la isla indicaron que dichas *Ostrea* fueron refuladas por una draga que las tomó de algún lugar del río Uruguay. Posteriormente el material de refulado fue utilizado para mejorar caminos y así, estas grandes *Ostrea* se encuentran en toda la isla.

El presente trabajo es la Contribución Nº 92 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

MORFOLOGIA

Esta isla se encuentra limitando la parte frontal del complejo deltaico del río Paraná, sin formar parte del mismo. Su origen no se debe a la depositación aluvial del Holoceno y actual que originó dicho delta y causa su progradación. En ella afloran rocas del Basamento Cristalino Precámbrico ("Complejo Igneo-Metamórfico Isla Martín García", según Dalla Salda, 1981), sobre las que se apoyan sedimentos del Cenozoico de distintos orígenes.

La mayor elevación (véase figura 1) se ubica al sudoeste del centro de la isla y supera escasamente los 24 m s.n.m. Desde ese punto culminante, el relieve desciende rápidamente hacia la periferia. Próximo a los 12 m s.n.m. y en particular hacia el oeste, norte y noreste, existe un quiebre de pendiente con descenso más abrupto hasta cerca de los 8 a 6 m s.n.m. Este quiebre corresponde a un paleoacantilado elaborado sobre limos continentales correspondientes al Cenozoico, ante el desarrollo de los episodios paleoestáticos ocurridos durante el Pleistoceno tardío (Transgresiones Interglacial (?) e Interestadial).

Un microacantilado en cotas próximas a 5,5 m s.n.m. en cercanías del "Polvorín de la Pista", señala el máximo desarrollo estuárico ocurrido

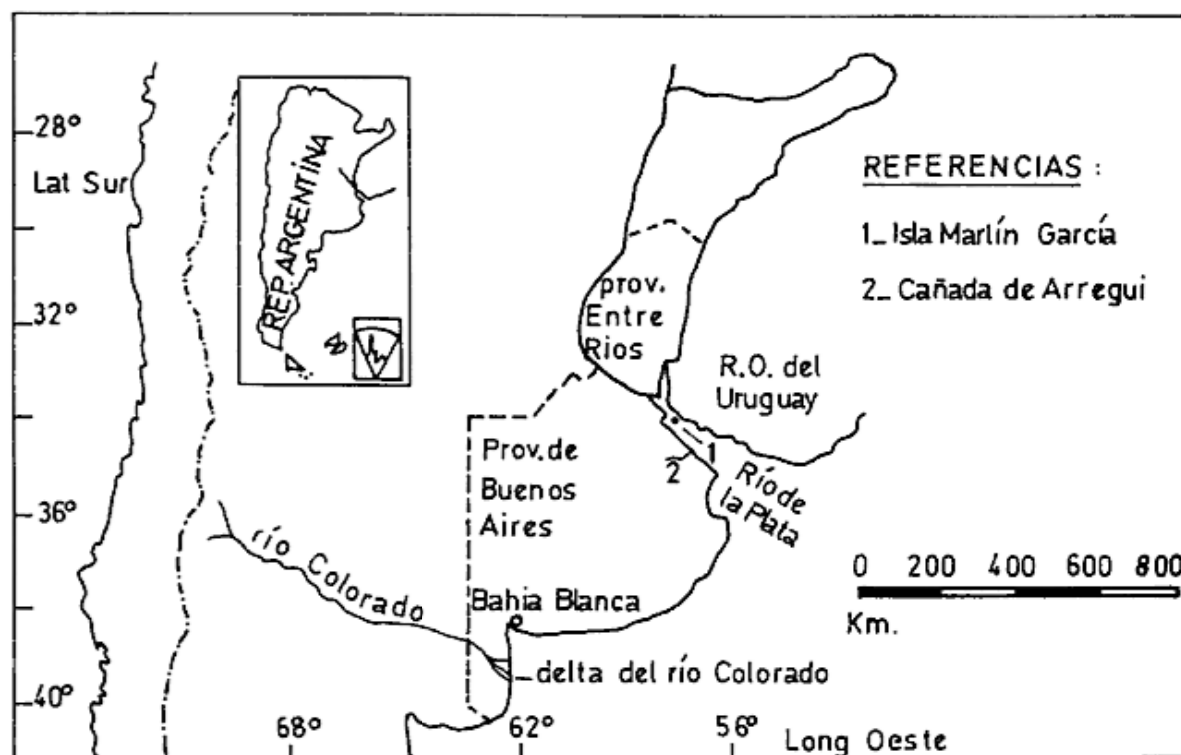


Figura 1.— Mapa de ubicación

durante el Holoceno (Transgresión Postglacial, véase fotografía 1).

Aproximadamente la mitad de la superficie de la isla está constituida por una zona más o menos llana desarrollada por debajo de la cota 5 m s.n.m., con una amplia extensión hacia el este y norte de la misma. Esta zona, sobre la cual se construyó la pista de aterrizaje, es una antigua plataforma de abrasión de olas elaborada sobre rocas del complejo ígneo-metamórfico, por los sucesivos episodios paleoestáticos reconocidos. Al respecto, la Transgresión Postglacial habría eliminado todos los sedimentos que pudieron depositarse por debajo de la cota 5 m s.n.m., sobre las plataformas de abrasión elaboradas por las transgresiones previas. De esos depósitos sólo quedan remanentes de tosca compacta relleno de fracturas existentes en las rocas arrasadas del complejo ígneo-metamórfico (véase foto 1), fracturas que son particularmente notables en proximidades de la pista de aterrizaje.

ESTRATIGRAFIA

Para los depósitos locales atribuidos al Cuaternario, Ravizza (1982, 1984) presentó cuatro unidades estratigráficas informales, denominadas A, B, C y D, en orden de antigüedad relativa decreciente.

Sedimentos continentales

La *Unidad B* constituye la principal acumulación sedimentaria de la isla y está integrada fundamentalmente por limos y limos arenosos castaños a castaño-rojizos, portadores de concreciones de tosca radiformes en algunos niveles (véase foto 2).

Según el criterio de Ravizza (1982, 1984), se considera a este conjunto sedimentario como una misma unidad litoestratigráfica, aunque se destaca que la misma corresponde a más de un episodio de depositación continental subaérea, dada la presencia de superficies de erosión en su interior. Para una eventual diferenciación de unidades estratigráficas dentro de este conjunto sedimentario, sería necesario desarrollar estudios más detallados que escapan a la finalidad del presente trabajo. En particular deberían buscarse restos de mastofauna para lograr una eventual biocronología precisa.

Ravizza (1982, 1984) correlacionó tentativamente estos depósitos con los depósitos denominados Bonaerense por Ameghino (1889) y Frenguelli (1955, 1957). Por sus relaciones con las distintas plataformas de abrasión de olas observadas, se estima que sus términos más jóvenes son aquellos depositados en cotas próximas a 6 m s.n.m., cerca del "Galpón de la Pista" sobre la plataforma de abrasión correspondiente a la Transgresión Interglacial (?) y a la Transgresión Interestadial. Estos podrían co-



Foto 1.— Microcantulado de la Transgresión Postglacial.



Foto 2.— Limos continentales portadores de concreciones de tosca radiciforme.

rrponder al Bonaerense clásico (con Edad Mamífero Lujanense, en el sentido de Pascual *et al.*, 1965). Los términos más antiguos, sobre los que se elaboró el paleoacantilado correspondiente a los episodios paleoeustáticos del Pleistoceno tardío acá descritos, podrían ser más antiguos que la Edad Mamífero Lujanense. Al conjunto de estos sedimentos se los asigna al Pampeano, en el sentido de Fidalgo *et al.*, 1975.

Sedimentos estuáricos

Depósitos de la Transgresión Interglacial (?)

a) Ubicación

Estos sedimentos fueron incluidos por Ravizza (1982, 1984) en su *Unidad A*. Sólo se observaron dos pequeños afloramientos entre 5,5 y 5,9 m s.n.m., próximos al Polvorín de la Pista.

b) Descripción

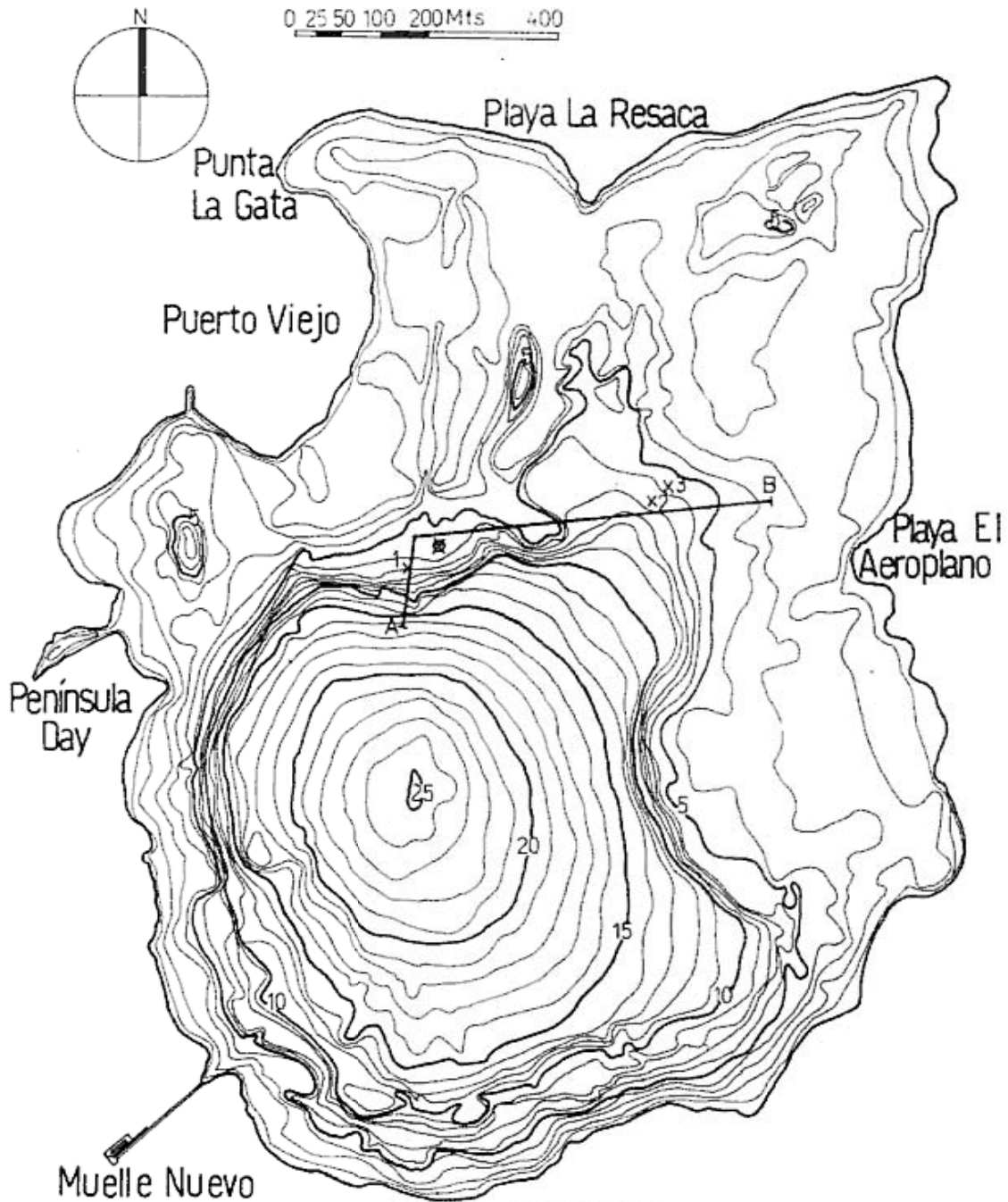
Litología

Uno de los afloramientos, de muy reducida extensión (no más de 1 m de diámetro superfi-

cial) aparece en una pequeña cubeta existente sobre los restos de una antigua plataforma de abrasión elaborada sobre las rocas del "Complejo Igneo-Metamórfico" (véase foto 3). El mismo consiste en una coquina fuertemente cementada por tosca compacta de color amarillento claro. El otro afloramiento se encuentra pocos metros hacia el este del primero, como parte del material sobre el que se elaboró el microacantilado de la Transgresión Postglacial (véase figura 2). En éste aparecen sedimentos de color castaño claro, con proporción variable de limos, sábulos de cuarzo, ágata y metamorfitas redondeados a subredondeados y fragmentos de valvas de moluscos oligohalinos. El cemento carbonático (tosca) varía lateralmente hasta formar en partes un banco compacto que encierra clastos y fósiles.

Elementos biológicos

Aparecen valvas de *Erodona mactroides* Daudin y *Mactra isabelleana* d'Orbigny, ambas especies oligohalinas características de ambiente estuárico (*cf.* Carcelles, 1941; Camacho, 1966; Sprechmann, 1978). También aparecen fragmentos de *Thais haemastoma* (Linneo) de ambiente oligohalino hasta marino eurihalino (*cf.* Sprechmann, 1978).



REFERENCIAS



-  Microacantilado de la Transgresión Postglacial
-  Monumento a los Héroes Comunes
- x1 Sedimentos Transgresión Interglacial
- x2 Sedimentos Transgresión Interstadial
- x3 Sedimentos Transgresión Postglacial
- A—B Traza del perfil de la figura 3
(tomado de Ravizza 1962)

Figura 2.— Topografía de la Isla Martín García.



Foto 3.— Depósitos de Transgresión Interglacial (?).

c) Relaciones estratigráficas

Estos depósitos están discordantes sobre las rocas del complejo ígneo-metamórfico. Si bien no se los observó en contacto con los limos de

la *Unidad B* de Rávizza (1982, 1984), se considera que el paleoacantilado existente entre las cotas 6 y 12 m s.n.m. (véase figuras 1 y 2) fue elaborado por este episodio transgresivo sobre

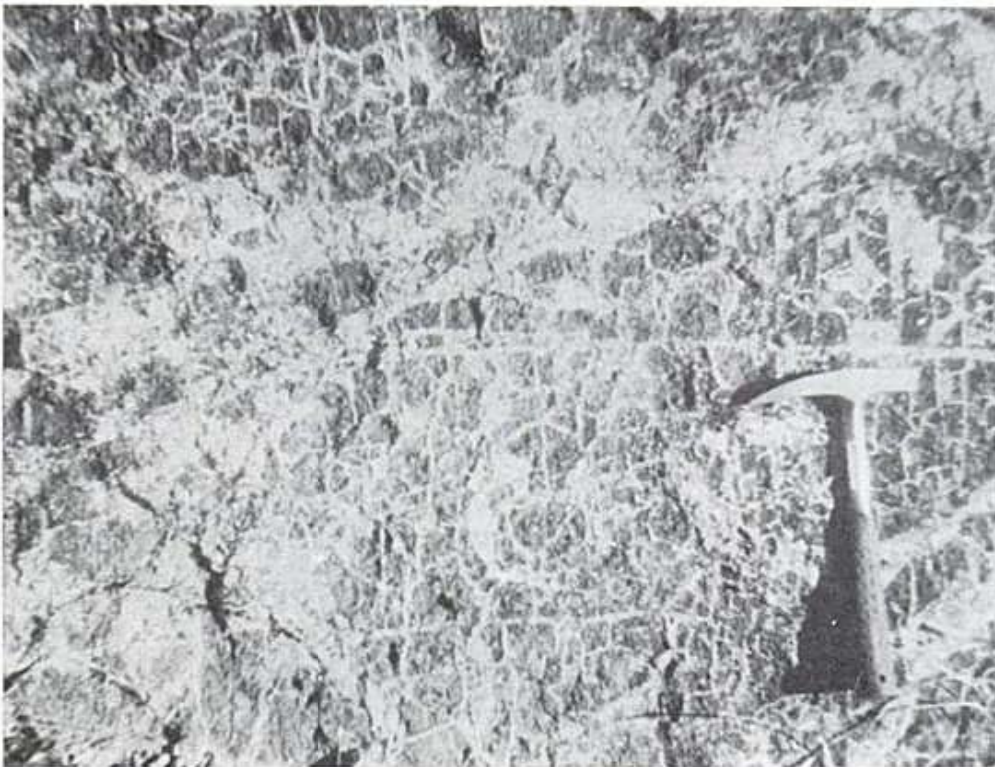


Foto 4.— Tosca rellenando fracturas en rocas del "Complejo Igneo-Metamórfico".

los términos más antiguos de tales limos. A su vez, los términos más jóvenes de esos limos se apoyan sobre la plataforma de abrasión de olas que correspondería a este episodio transgresivo y a la Transgresión Interestadial. Por ello se deduce que la Transgresión Interglacial (?) es más joven que los limos más antiguos de la *Unidad B* y previa a los limos más jóvenes de tal *Unidad B*.

La abundante tosca cementando sus depósitos indicaría exposición subaérea en condiciones climáticas diferentes a las actuales, ya que ahora las características climáticas locales no son aptas para su formación. Inclusive la tosca que rellena fracturas en las rocas que constituyen la plataforma de abrasión postglacial próxima a la pista, podría estar vinculada genéticamente al mismo episodio de "entoscamiento" de estos depósitos estuáricos de la Transgresión Interglacial (?) (véase foto 4).

La reducida extensión de los afloramientos indica enérgicos procesos erosivos posteriores, entre los cuales habría tenido importancia la abrasión de olas correspondiente al siguiente episodio transgresivo (Transgresión Interestadial).

d) Geocronología y correlaciones

La ubicación temporal de los depósitos estuáricos más antiguos se realizó en base a sus relaciones estratigráficas. Depósitos con similar posición estratigráfica fueron descritos en Cañada de Arregui (Weiler *et al.*, 1987) y en Bahía Blanca (González, 1984) y fueron asignados tentativamente al Interglacial Sangamon (*cf.* González *et al.*, 1986).

Están en procesamiento muestras de la tosca que cementa estos depósitos y que rellena las fracturas de las rocas del complejo ígneo-metamórfico, a fin de obtener edades por el método de Desequilibrio Radiactivo, con carácter de edad mínima para estos depósitos estuáricos.

Depósitos de la Transgresión Interestadial

a) Ubicación

Sus depósitos, junto con los de la Transgresión Interglacial (?) fueron incluidos por Ravizza (1982, 1984) dentro de la *Unidad A*. Uno de los perfiles observados se expuso mediante una calicata realizada al pie del paleoacantilado ya descrito, en proximidades al Monumento a los Héroes Comunes, sobre cota 6,8 m s.n.m. (véase figura 2). El otro depósito se observó en el lado opuesto de la isla próximo a la Batería Chacabuco y a la Casa de Bombas, en cota 9,8 m s.n.m.

b) Descripción

Litología

En el primer caso (véase figura 2) de abajo hacia arriba se observó el siguiente perfil: 0,15 m de limos arenosos castaño amarillentos con sábulos de ágata, cuarzo, feldespatos y litoclastos de metamorfitas, en general redondeados. Abundan valvas de moluscos oligohalinos, enteras y fragmentadas. El conjunto presenta débil cemento carbonático. No se observó directamente su base, pero se lo considera discordante sobre rocas del complejo ígneo-metamórfico, el cual aparece en las vecindades soportando antiguas plataformas de abrasión. La granulometría de este nivel es granocreciente, pasando hacia arriba en límite bastante bien definido a un nivel de 0,40 m de espesor formado por gravas con clastos de metamorfitas y abundante limo arenoso intersticial, en conjunto de color castaño amarillento pálido. Los 0,30 m superiores son limos castaño amarillentos sobre los que se desarrolla la actual edafización y la intensa y prolongada alteración antropógena.

Próximo a la Batería Chacabuco, discordantes sobre metamorfitas, aparecen limos castaños con clastos mayores de cuarzo, metamorfitas y tosca, de hasta 2 cm de diámetro, con arena fina y fragmentos de valvas de moluscos oligohalinos.

Elementos biológicos

Predominan valvas de *Erodona mactroides* Daudin y *Mactra isabelleana* d'Orbigny. También hay restos de *Thais haemastoma* (Linneo). En menor proporción hay fragmentos de valvas de *Tagelus gibbus* Splenger, *Brachydontes rodriguezii* (d'Orbigny) y *Ostrea* Linneo. Aparecen escasos ejemplares de *Littoridina* Souleyet. Fue hallada una pieza dental de *Odontaspis* y espículas de esponja de agua dulce (Spongilidae; *cf.* Ravizza, 1982-1984). La asociación de estas faunas señala la existencia de un ambiente estuárico.

c) Relaciones estratigráficas

Estos elementos se apoyan en discordancia sobre rocas del complejo ígneo-metamórfico. No se observó su contacto directo con los limos más antiguos de la *Unidad B* de Ravizza (1982, 1984). Se estima que sobre esos limos se elaboró el paleoacantilado vinculado a la Transgresión Interglacial (?), el cual posiblemente se haya reactivado durante esta transgresión. Por

su parte, los términos más jóvenes de tal *Unidad B*, como se explicó previamente, se apoyan sobre la plataforma de abrasión vinculada a los dos episodios transgresivos del Pleistoceno tardío, por lo que se los considera más jóvenes que tales transgresiones.

d) Geocronología y Correlaciones

La edad de 19.050 ± 500 a AP correspondiente a la muestra AC-0433-I y presentada inicialmente por Ravizza (1982, 1984) para estos depósitos, no puede sustentarse con fundamentos geológicos, paleoclimáticos o paleoestáticos. Más adelante se analiza en detalle esta edad y los argumentos por los cuales se desechó su validez.

Otras dos edades, una de 32.200 ± 1400 y otra de 38.500 ± 3000 a AP fueron obtenidas posteriormente y son coherentes con la posición estratigráfica de los depósitos y con las observaciones realizadas en otros lugares de la República Argentina para depósitos similares.

De acuerdo a la posición estratigráfica de estos depósitos y a las mencionadas dataciones, se correlaciona este episodio transgresivo con un mejoramiento climático ocurrido durante la glaciación denominada *Wisconsin* en Estados Unidos y *Würm* en Europa, mejoramiento denominado *Interstadial del Wisconsin Medio*. González *et al.* (1986), presentaron una síntesis de los estudios referentes a este episodio transgresivo, realizados en costas argentinas y ubican su desarrollo entre 38.500 ± 3000 y 25.700 ± 650 a AP.

Depósitos de la Transgresión Postglacial

a) Ubicación

Sólo se halló un pequeño depósito en cota 5,2 m s.n.m., al lado del acceso al Polvorín de la Pista y vinculado al microacantilado que se atribuye a este episodio transgresivo (véase figura 2). Este depósito constituye la *Unidad C* de Ravizza (1982, 1984).

b) Descripción

Litología

Mediante una calicata se observó un nivel basal de limos castaño rojizos (*Unidad B*); sobre éstos, en discordancia erosiva, aparecen gravas gruesas con litoclastos de metamorfitas y hacia arriba alternan niveles de arena mediana a gruesa con rodados sabulíticos, hasta tamaño grava fina y con abundantes valvas de moluscos oligohalinos.

Elementos biológicos

Abundan valvas de *Brachyontes rodriguezi* (d'Orbigny), *Tagelus gibbus* Splenger, *Macra isabelleana* d'Orbigny y *Erodona mactroides* Daudin. Dicha fauna señala un ambiente estuárico.

c) Relaciones Estratigráficas

Sus depósitos están discordantes sobre limos del Pampeano (*Unidad B*). El microacantilado elaborado por este episodio transgresivo afectó las rocas del complejo ígneo-metamórfico y los sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío ya

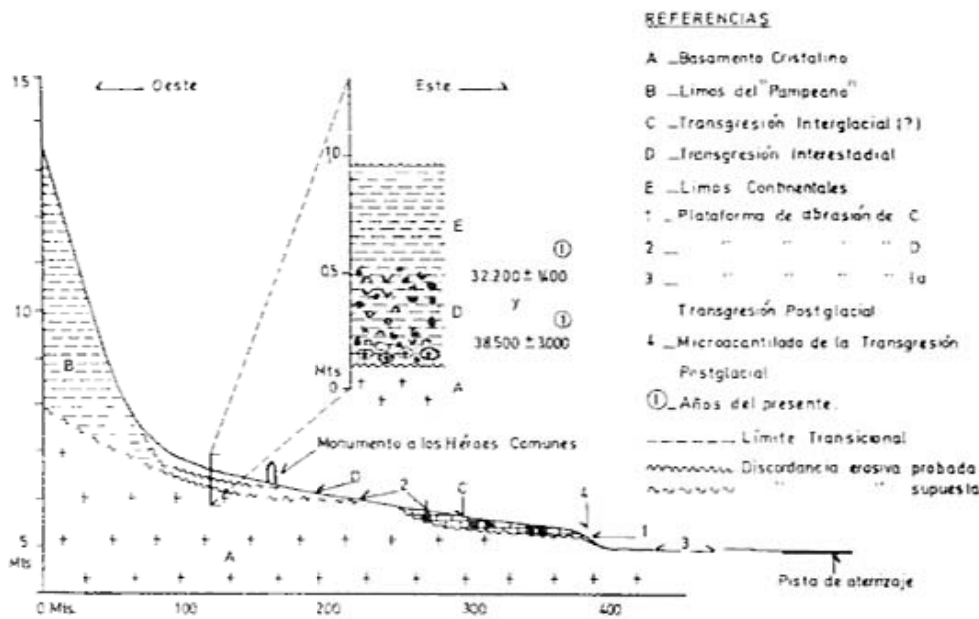


Figura 3.— Relaciones estratigráficas locales (AB sobre la figura 2).

descriptos. La plataforma de abrasión de olas existente en cotas inferiores a 5 m s.n.m., afectó las rocas del "Complejo Igneo-Metamórfico" y sedimentos posteriores, hasta posteriores a la Transgresión Interglacial (?), como lo señala la presencia de relictos de la tosca mencionada, entre las grietas del citado complejo.

d) Geocronología y Correlaciones

Las edades obtenidas mediante ^{14}C para estos depósitos son de 5800 ± 120 y 5740 ± 130 a AP; de acuerdo a sus errores metodológicos respectivos, ambas pueden considerarse similares. La media de estas edades, con 5770 a AP, al igual que las cotas a las que se encuentran los depósitos, coinciden con la edad media y las cotas señaladas por Guida y González (1984) para el máximo desarrollo que experimentó el estuario de los ríos Paraná y Uruguay ante el máximo desarrollo de la Transgresión Postglacial.

Analisis de la edad
de 19.050 ± 500 a ap

CAUSAS POR LAS QUE SE INVALIDO LA MISMA

Durante las dos últimas décadas, numerosas investigaciones señalaron que el máximo descenso termoeustático vinculado al último gran Estadio de la Glaciación Wisconsin, ocurrió entre 18.000 y 20.000 a AP (cf. Kowsman y Ataide Costa, 1979; Sudgen y Clapperton, 1980; Buccheri y Torelli, 1981, entre otros). Durante ese episodio, el nivel del mar habría descendido hasta -150 m. Al respecto y avalando ese criterio, Richard y Craig (1963) y Fray y Ewing (1963) presentaron una edad de 18.700 ± 500 a AP para sedimentos litorales recolectados a -157 m en el Atlántico sur, frente a costas argentinas. Por otra parte, tanto los investigadores que han presentado datos referentes a la evolución de la Glaciación Wisconsin (cf. Emiliani, 1966; Mercer, 1976 y muchos otros), como los que han presentado datos de isótopos estables del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) medidos en hielos de Groenlandia y Antártida (Johnsen *et al.*, 1972) y en testigos del fondo oceánico (Hays *et al.*, 1976), coinciden en ubicar las mínimas temperaturas de ese Estadio Glacial entre 18.000 y 20.000 a AP. Estos datos de paleotemperaturas corroboran que el máximo descenso termoeustático correspondiente a la Glaciación Wisconsin debió ocurrir entre 18.000 y 20.000 años antes del presente.

Debido a la validez global del criterio precedente, algunos investigadores desecharon la representatividad de edades oscilantes entre 18.000 a A. P. (Ruhe *et al.*, 1965) y 22.000 a AP (Shotton *et al.*, 1968) para sedimentos marinos presentes en cotas positivas.

El mismo criterio hace inaceptable la posibilidad de existencia de un nivel marino relativamente elevado de origen termoeustático, frente a las costas de la República Argentina. Inclusive, pensando en alguna anomalía geodética del tipo de las analizadas por Mörner (1976), es muy difícil suponer la existencia de tal nivel marino relativamente elevado en ese lapso. Tampoco existen evidencias de actividad cortical (isostasia, neotectónica) que pueda haber elevado hasta su posición actual en cotas positivas, sedimentos litorales depositados hace 20.000 años en proximidades de -150 m.

Por ello se pensó que la edad indicada por la muestra AC-0433-I era anómala y así se analizaron las posibilidades de tal anomalía.

Factores que pudieron determinar una edad anómala

Posibilidades de error introducidas al datar una muestra integrada por valvas de moluscos de especies de distinto habitat

Al datar episodios eustáticos del Holoceno mediante carbonatos biogénicos (conchas de moluscos), González *et al.* (1983), señalaron la necesidad de emplear carbonatos biogénicos correspondientes a una misma especie, para no correr el riesgo de mezclar especies que vivieron en momentos diferentes dentro del Holoceno. El problema fue considerado exclusivamente para el Holoceno, pues en ese caso la diferencia entre las edades respectivas de distintas especies presentes en el mismo depósito, puede ser mucho mayor que el error inherente a la metodología del carbono-14 para el rango de actividad ^{14}C medido. En ese trabajo, tal inconveniente no fue considerado como importante para sedimentos del Pleistoceno tardío; al respecto se estimó que las diferencias entre las edades respectivas para cada especie de molusco presente en un depósito del Pleistoceno tardío, podrían ser próximas al margen de error metodológico existente para la medición de las actividades de ^{14}C involucradas. Por ello, la muestra AC-0433-I de Martín García se integró con ejemplares de dos especies de moluscos: *Erodona mactroides* Daudin y *Mactra isabelleana* d'Orbrigny, con

predominancia de la primera. De todos modos, ambas especies son de habitat similar, oligohalino.

El mencionado trabajo de González *et al.* (1983), alertó también sobre la posibilidad de otros errores en la geocronología de episodios eustáticos del Holoceno mediante la datación de sus conchas de moluscos. Tal posibilidad de error ocurriría por mezcla natural de conchas del Holoceno y conchas de moluscos del Pleistoceno tardío, ya que la Transgresión Postglacial tuvo un desarrollo paleogeográfico semejante al experimentado por la Transgresión Interestadial; de este modo pudo incorporar restos de esta última transgresión a sus depósitos. En este caso, aunque las muestras datadas estuviesen integradas por ejemplares de una sola especie biológica, la edad obtenida sería una media de las actividades de ^{14}C correspondientes a las conchas de moluscos que vivieron durante cada episodio transgresivo (Holoceno y Pleistoceno tardío, respectivamente).

En el caso de Martín García, la Transgresión Postglacial marcó su máximo desarrollo en un microacantilado próximo a 5,5 m s.n.m., mientras que los depósitos estuáricos de la Transgresión Interestadial datados, se encontraron más arriba de esa cota (véase figura 2). Ello, en este caso, avalaría la inexistencia de mezcla de conchas del Holoceno y del Pleistoceno tardío.

Posibilidades de contaminación post-depositacional de las conchas datadas

Intercambio de carbono con el medio ambiente

a) Durante procesos de transformación cristalina de los carbonatos, pasando del sistema rómbico al sistema romboédrico.

El carbonato que constituye la mayoría de las conchas de moluscos se presenta cristalizado en el sistema rómbico (aragonita) en su totalidad o en un porcentaje variable de acuerdo a la especie. Una eventual transformación de la aragonita al sistema romboédrico (calcita) ocurrida durante procesos diagenéticos, puede originar intercambio de carbono con el medio ambiente. Eso puede alterar el contenido original de ^{14}C en la muestra, causando su envejecimiento o su rejuvenecimiento, ya sea que

incorpore menos o más proporción de ^{14}C que la proporción original.

Mediante difractogramas de rayos x se reconoció la relación calcita/aragonita en las especies datadas y se compararon tales relaciones con las relaciones existentes en conchas actuales de las mismas especies. Ello permitió comprobar la ausencia de recrystalización en las conchas fósiles respecto a las actuales en todos los casos.

b) Intercambio a nivel superficial, sin transformación cristalina

Tal intercambio puede alterar la composición de los carbonatos en la porción superficial de las conchas. Ese eventual intercambio es difícil de determinar. Su eventual influencia contaminando la muestra se evita mediante el pretratamiento en laboratorio, el cual tiende a eliminar la porción superficial de las conchas posible de estar contaminada (*cf.* Albero *et al.*, 1980).

Incrustación de carbonatos epigenéticos

La depositación de costras carbonáticas sobre las conchas, si no se eliminan totalmente durante el pretratamiento puede falsear las edades, al incorporar a la medición carbono con distinto contenido en ^{14}C que el original de las valvas datadas. En este caso, las conchas que integraron la muestra AC-0433-I poseían leves incrustaciones carbonáticas superficiales. La muestra fue pretratada por los autores, con ácido clorhídrico hasta eliminar totalmente las incrustaciones visibles. De todos modos, no se consideró la posible perduración de incrustaciones en la cavidad umbonal de cada valva.

Luego de estas consideraciones se supuso que la anomalía de la edad de 19.050 ± 500 a AP se hubiese originado debido a la persistencia de tales incrustaciones en la cavidad umbonal luego del pretratamiento; dichas incrustaciones habrían aportado ^{14}C más moderno, "rejuveneciendo" la muestra. Del material muestreado en origen, del cual se había integrado la muestra de edad anómala, se tomaron valvas de *Erodona mactroides* Daudin solamente (la especie más abundante), integrando con ellas la muestra AC-0433-II. En estas valvas se eliminó físicamente el carbonato epigenético, con especial atención a las cavidades umbonales y previamente a su pretratamiento químico. En estas condiciones se obtuvo una edad de 38.500 ± 3000 años antes del presente.

En una nueva campaña se coleccionaron conchas de *Thais haemastoma* (Linneo) en el mismo nivel estratigráfico del cual se habían tomado las valvas datadas como muestras AC-0433-I y II. Con ellas se integró la muestra AC-0484 la que arrojó una edad de 32.200 ± 1400 a AP.

Las edades de las muestras AC-0433-II y AC-0484, coinciden con los rangos entre los cuales se ubicó la Transgresión Interstadial en otras localidades. Esta transgresión dejó depósitos a lo largo de las costas argentinas y hasta el presente han sido estudiadas entre los 33° y 40° de latitud sur, como se presentó en el trabajo de González *et al.* (1986).

Se estima entonces que la edad de 19.050 ± 500 a AP indicada en origen por la muestra AC-0433-I, habría sido originada por un rejuvenecimiento de la edad real, debido a que durante el pretratamiento no se eliminó el carbonato epigenético existente en la cavidad umbonal de las valvas. Este carbonato habría aportado mayor contenido de ^{14}C que el original contenido en las valvas.

CONCLUSIONES

En base a lo precedentemente expuesto, pueden postularse las siguientes conclusiones:

- En la isla Martín García existen depósitos estuáricos vinculados a tres episodios transgresivos de origen termoeustático. Los episodios más antiguos ocurrieron durante el Pleistoceno tardío y son denominados, respectivamente: *Transgresión Interglacial (?)* y *Transgresión Interstadial*. El episodio más joven ocurrió durante el Holoceno y es denominado *transgresión Postglacial*.

- Los depósitos de la *Transgresión Interglacial (?)* son tentativamente correlacionados con el Interglacial Sangamon. No se poseen edades precisas (isotópicas o paleomagnéticas) para los mismos. Su fuerte entoscamiento indicaría prolongada exposición subaérea. La plataforma de abrasión de olas desarrollada durante el episodio transgresivo siguiente (*Transgresión Interstadial*) eliminó casi totalmente sus depósitos e inclusive eliminó gran parte de la tosca que en parte los cementó.

- Las edades de 32.200 ± 1400 y 38.500 ± 3000 a AP obtenidas para el episodio transgresivo más joven del Pleistoceno, denominado *Transgresión Interstadial*, permiten correlacionarlo con el mejoramiento climático ocurrido durante la Glaciación Wisconsin y denominado *Interstadial del Wisconsin Medio*.

- Las edades obtenidas para los depósitos de la Transgresión Postglacial, con una media de 5770 a AP, así como las cotas de los mismos, poco superiores a 5 m s.n.m., coinciden con las cronologías y cotas indicadas para la culminación de dicho episodio transgresivo en otras localidades dentro del mismo paleoestuario (*cf.* Guida y González, 1984).

- La edad de 19.050 ± 500 a AP indicada por la muestra AC-0433-I fue considerada como anómala, de acuerdo a la posición estratigráfica de los depósitos involucrados. Ello planteó un problema cuyo análisis permitió profundizar tanto en el tema metodológico de las dataciones y muestreos como en el conocimiento paleoestático del Pleistoceno tardío. Este análisis prueba que las eventuales edades

Cuadro I: Datos analíticos correspondientes a las dataciones ^{14}C .

Muestra N°	Actividad Muestra	Actividad Fondo	Actividad Patrón	$\delta^{13}\text{C}$	Edad a AP
AC-0431	$33,40 \pm 0,33$	$10,12 \pm 0,10$	$57,63 \pm 0,24$	$0,2 \pm 0,3$	$5,740 \pm 130$
AC-0433-I	$14,51 \pm 0,25$	$10,07 \pm 0,10$	$57,63 \pm 0,24$	$-0,2 \pm 0,3$	$19,050 \pm 500$
AC-0433-II	$10,29 \pm 0,10$	$9,91 \pm 0,10$	$55,34 \pm 0,24$	(1)	$38,500 \pm 3000$
AC-0477	$32,49 \pm 0,29$	$9,57 \pm 0,10$	$56,58 \pm 0,24$	$0,6 \pm 0,3$	$5,800 \pm 120$
AC-0484	$10,43 \pm 0,10$	$9,57 \pm 0,10$	$56,58 \pm 0,24$	$0,9 \pm 0,3$	$32,200 \pm 1400$

(1): En este caso no se obtuvo el dato de relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

anómalas son también útiles, pues alertan sobre posibles errores cometidos durante el proceso de muestreo y datación y sobre eventuales elementos no tenidos en cuenta en el proceso de la investigación.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr. Enrique Linares, director del INGEIS, por las facilidades brindadas para desarrollar las tareas de investigación; a las licenciadas Nilda E. Weiler y Nora G. Guida por los valiosos aportes brindados durante la realización del trabajo y por la lectura crítica del manuscrito; a la licenciada Marina Aguirre (Cátedra de Paleontología de Invertebrados, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Museo, U.N.L.P.) por la determinación de la malacofauna colectada; a todo el personal de INGEIS, cuyo esfuerzo permitió concretar estas tareas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALBERO, M. C., F. E. ANGIOLINI, J. L. BALBUENA, J. O. CODIGNOTTO, E. LINARES y N. E. WEILER, 1980. *Primeras edades carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXV (3): 363-374, Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1889. *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. *Acad. Nac. Cienc., Actas*, VI: 1-1028, Córdoba.
- BUCHERI, G., y L. TORELLI, 1981. *Stratigraphy and Paleoclimatic evaluation of the cores BS 77-15 and BS 77-33 (Sardinia Basin, western Tyrrhenian Sea) by means of Pteropod assemblages. (Contr. 25 de Bacini Sedimentari, Italian CNR Project Oceanografia Fondi Marini)*. *En: Ateneo Parmense. Naturalia, Acta*, 17 (1): 73-94.
- CAMACHO, H. H., 1966. *Invertebrados*. *En: A. V. Borrello, Ed.: Paleontología bonaerense*. *Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires, Fasc.*, III: 1-159, La Plata.
- CARCELLES, A., 1941. *Erodona mactroides en el Río de la Plata*. *Physis*, XIX: 11-21, Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., 1981. *El basamento de la isla Martín García, Río de la Plata superior*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (1): 24-93, Buenos Aires.
- EMILIANI, C., 1966. *Isotopic paleotemperatures*. *SCIENCE*, 154 (3751): 851-857, Washington.
- FIDALGO, F., O. DE FRANCESCO y R. PASCUAL, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense*. VIº Congr. Geol. Arg., Relatorio, Geología de la provincia de Buenos Aires: 103-138, Buenos Aires.
- FRAY, Ch. y M. EWING, 1963. *Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine shelf. I. Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental Shelf Sediments*. *Proc. Acad. Nat. Sci., Philadelphia* 115 (6): 113-126, Filadelfia.
- FRENGÜELLI, J., 1955. *Loess y limos pampeanos*. *Fac. Cs. y Museo de La Plata, Ser. Téc. y Did.*, (7): 1-88, (reimpresión de la publicación original de 1925), La Plata.
- , 1957. *Neozoico*. GAEA, Soc. Arg. Est. Geogr., II: 1-115, Buenos Aires.
- GONZALEZ, M. A., 1984. *Depósitos marinos del Pleistoceno superior en Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 538-555, Buenos Aires.
- , N. E. WEILER, M. C. ALBERO y F. E. ANGIOLINI, 1983. *Interpretación de edades carbono-14 invertidas y mezcladas en la espiga de playa holocénica de General D. Cerri (Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires, Argentina)*. *Ameghiniana*, XX (3-4): 227-237, Buenos Aires.
- , — y N. G. GUIDA, 1986. *Late Pleistocene transgressive deposits from 33°S.L. to 40°S.L. Argentine Republic*. *Jour. Coast. Research, Special Issue*, 1: 39-48, Florida.
- GUIDA, N. G. y M. A. GONZALEZ, 1984. *Evidencias paleoestuarinas en el sudeste de Entre Ríos. Su evolución con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior y Holoceno*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 577-594, Buenos Aires.
- HAYS, J. D., J. A. LOZANO, N. SHACKLETON y G. IRVING, 1976. *Reconstruction of the Atlantic and Western Indian Ocean Sectors of the 18.000 BP Antarctic Ocean*. *Geol. Soc. Am. Bull., Mem.* 145: 337-372, Boulder.
- JOHNSEN, S. J., W. DANSGAARD, H. B. CLAUSEN y C. C. LANGWAY (Jr.), 1972. *Oxygen Isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice-Sheets*. *Nature*, 235: 429-434, Londres.
- KOWSMAN, R. O. y M. P. ATAIDE COSTA, 1979. *Evidence of Late Quaternary sea level still-stands on the upper Brazilian Continental margin: A synthesis*. *Proc. Internat. Symp. on Coastal Evolution in the Quaternary*: 170-192, Sao Paulo.
- MERCER, J. H., 1976. *Glacial history of Southernmost South America*. *Quat. Res.*, 6 (2): 125-166, New York.
- MÖRNER, N. A., 1976. *Eustasy and Geoid Changes*. *Jour. Geol.*, 84 (2): 123-151, Chicago.
- PASCUAL, R., E. J. ORTEGA HINOJOSA, D. GONDAR y E. P. TONNI, 1965. *Las edades del Cenozoico Mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquéllas del territorio bonaerense*. *Com. Invest. Cient. Prov. Buenos Aires, An.* VI: 165-193, La Plata.
- RAVIZZA, G., 1982. *Geología del Pleistoceno-Holoceno de la isla Martín García, Río de la Plata superior*. *Dpto. Cienc. Geol., Fac. Cienc. Ex. y Nat., Univ. de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura, (Inéd.)*.
- , 1984. *Principales aspectos geológicos del Cuaternario de la isla Martín García, Río de la Plata superior*. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIX (1-2): 125-130, Buenos Aires.
- RICHARDS, H. y J. CRAIG, 1963. *Pleistocene mollusk from the continental shelf of Argentina*. *Acad. Nat. Sci. Philadelphia, Proc.* 115 (6): 127-152, Filadelfia.
- RUHE, R. V., J. M. WILLIAMS y E. L. HILL, 1965. *Shorelines and submarine shelves, Oahu, Hawaii*. *Jour. Geol.*: 73: 485-497, Chicago.
- SHOTTON, F. W., D. J. BLUNDELL y R. E. WILLIAMS, 1968. *Birmingham University Radiocarbon Dates II*. *Radiocarbon* 10 (2): 200-206, New Haven.
- SPRECHMANN, P., 1978. *The paleoecology and paleogeography of the Uruguayan coastal area*

Asociación Geológica Argentina

during the Neogene and Quaternary. Zitteliana, 4: 3-72, München.

SUDGEN, D. E. y C. M. CLAPPERTON, 1980. *West Antarctic ice sheet fluctuations in the Antarctic Peninsula area. Nature*, 286 (5771): 378-381, London.

WEILER, N. E., N. G. GUIDA y M. A. GONZALEZ, 1987. *Niveles marinos del Pleistoceno tardío en Cañada de Arregui (partido de Magdalena, provincia de Buenos Aires). Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 92-100, Buenos Aires.*

Recibido: 8 de octubre, 1985

Aceptado: 29 de setiembre, 1987

MIGUEL ANGEL GONZALEZ

Instituto de Geocronología
y Geología Isotópica - CONICET
Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

GRACIELA RAVIZZA

CIHRSA - CONICET

LA RELACION ENTRE LAS FORMACIONES BAQUERO Y LAGUNA PALACIOS EN EL NESOCRATON DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Jorge J. Hechem y Juan F. Homoc

RESUMEN

A partir de la correlación litoestratigráfica entre el Cerro Bayo de Bajo Grande y el flanco sur de la cuenca del Golfo San Jorge, se analiza la relación estratigráfica entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el nesocratón del Deseado. Se aceptan como premisas que el miembro superior de Baqueró es equivalente a Laguna Palacios y de edad campaniana-maastrichtiana y que la Formación Baqueró (miembro inferior) es de edad aptiana. El hallazgo de polen de angiospermas del Cretácico superior alto en la Formación Laguna Palacios en el Bajo Grande y la edad de 90 ± 5 Ma de una toba en el contacto entre ambas unidades apoyan la correlación.

Se presenta un modelo de evolución tectosedimentaria de acuerdo con el cual la Formación Laguna Palacios se apoya mediante discordancia (paraconcordancia), y con un hiatus considerable, sobre la Formación Baqueró (miembro inferior).

Se propone restringir el nombre Baqueró para el miembro inferior, en el sentido de la definición original, y utilizar Laguna Palacios para el superior de la misma definición.

ABSTRACT

The stratigraphic relation between Baqueró and Laguna Palacios formations is analyzed accepting two premises: 1) The Baqueró upper member is equivalent to Laguna Palacios formation of Campanian-Maastrichtian age, and 2) the Baqueró formation (lower member) has an Aptian age. A lithostratigraphic correlation was made between the Cerro Bayo of Bajo Grande and the San Jorge basin southern flank. The finding of angiosperm pollen of Late Cretaceous age in Laguna Palacios beds in Bajo Grande and a tuff radiometric age of 90 ± 5 Ma in a close to the formational contact support the correlation.

A tectosedimentary evolution model is presented. According with the scheme Laguna Palacios lies by unconformity (paraconformity), with a considerable hiatus, over the Baqueró (lower member) formation.

Finally, it is proposed to restrict the Baqueró name for the lower member in the original definition sense, and to use Laguna Palacios for the upper member.

INTRODUCCION

Dentro del ámbito del nesocratón del Deseado persiste aún la incógnita sobre la verdadera relación que guardan entre sí las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios. Si bien los geólogos de YPF que trabajaron en la zona se inclinan mayoritariamente por correlacionar a Laguna Palacios con el miembro superior de Baqueró, esta opinión se encuentra con la que surge de los trabajos de Archangelsky y que sostiene que no existen depósitos de Laguna Palacios (o equivalentes) al sur de Punta España. La primera posición se basa en claras relaciones litoestratigráficas, mientras que la segunda lo hace principalmente en evidencias paleontológicas. Ambas posiciones son irreconciliables desde este último punto de vista, ya

que la Formación Baqueró posee una taflofa del Cretácico inferior mientras que la edad aceptada para Laguna Palacios en la Cuenca del Golfo es cretácica superior, posiblemente campaniano - maastrichtiana. Sin embargo, una simple recorrida por el lugar muestra claramente la continuidad de afloramientos y la semejanza litológica entre la Formación Laguna Palacios de Punta España y el miembro superior de la Formación Baqueró.

Durante la campaña 84/85 la Comisión Geológica N° 2 desarrolló tareas estratigráficas en la zona ubicada al sur del río Deseado, entre Punta España y el Bajo Grande. Uno de los objetivos del trabajo fue tratar de esclarecer la relación mencionada. En el presente informe se dan a conocer parte de las observaciones geológicas y nuevos datos paleontológicos que

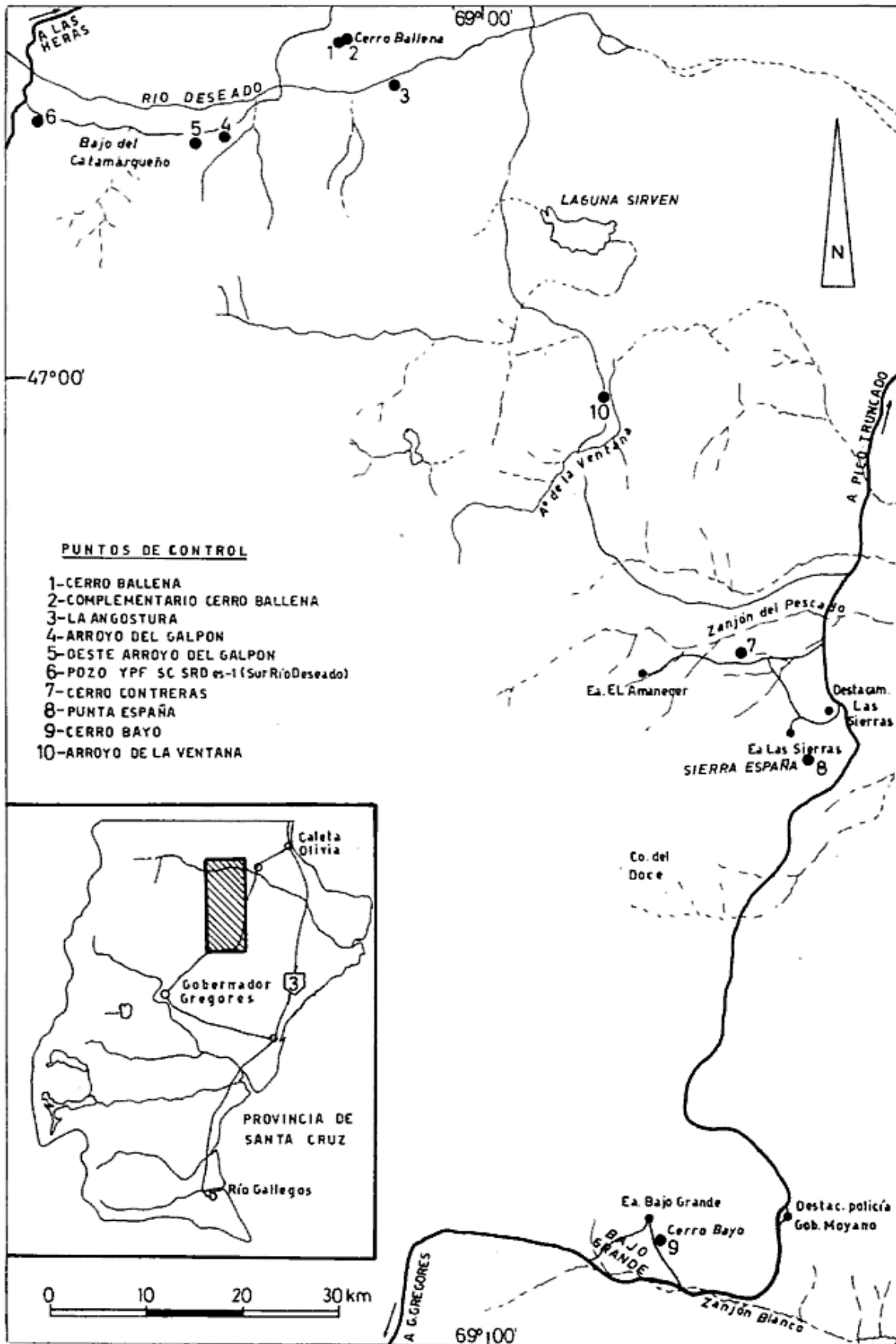


Figura 1.— Mapa de ubicación.

apoyan la correlación de Laguna Palacios con el miembro superior de la Formación Baqueró. Además se postula la presencia de una discordancia (paraconcordancia) entre este último y el miembro inferior de la citada unidad.

ANTECEDENTES

El problema entre las unidades Baqueró y Laguna Palacios (Tobas Amarillas) comienza a plantearse a partir de los estudios de Archangelsky en la década del 60. Anteriormente, tanto los geólogos de YPF (Di Persia, 1956, 1957, 1958; De Giusto, 1956, 1958) como Stipanovic (en Stipanovic y Reig, 1956), habían equiparado los sedimentos llamados "Baqueroenses" por el último autor con las "Tobas Amarillas" (Serie de Laguna Palacios) del Chubutiano. Los afloramientos ubicados al sur de Punta España eran correlacionados de esta manera con los descritos por Roll (1938) al sur del río Deseado. En ese momento era aceptada una edad mastrichtiana para las "Tobas Amarillas" por lo que la misma se asignó al "Baqueroense" (Stipanovic y Reig, 1956: 220).

Sin embargo, a partir de 1958 la flora baqueroense comienza a ser estudiada por Archangelsky. Este autor advierte inmediatamente la incompatibilidad entre una edad mastrichtiana y el carácter jurásico superior-cretácico inferior de los fósiles. La mayoría de sus observaciones, especialmente las de megafósiles vegetales, son dadas a conocer un tiempo después (Archangelsky, 1967). En un amplio y completo trabajo este autor define a la Formación Baqueró, dividiéndola en dos miembros, inferior y superior, y asigna a ambos una edad Barremiano-Aptiano. Es particularmente el miembro superior según esa definición el que presenta gran semejanza con las "Tobas Amarillas" de los autores de YPF. Respecto a esto Archangelsky (*op. cit.*) señala que no hay afloramientos de las "Tobas Amarillas" al sur de Punta España, perteneciendo las anteriormente descritas como tales a la Formación Baqueró.

Un tiempo antes, y luego de efectuar una recorrida con Archangelsky, Casas (1963) había formulado tres hipótesis para explicar la relación: 1) Engranaje lateral; 2) Discordancia y 3) Áreas deposicionales distintas. El mismo Casas se inclinó por la segunda, expresando "...se piensa que existen áreas deposicionales superpuestas para el Baqueró y las Tobas Amarillas y que las relaciones que guardan

entre sí ambas formaciones son de pseudoconcordancia (discordancia erosiva)" (Casas, *op. cit.*).

La primera hipótesis, engranaje lateral, es retomada por Pezzi (1970) y Lesta y Ferello (1972), los que aceptan que la unidad se haría más joven hacia el norte. Turic (1969) no lo considera probable y expresa que la presencia de fósiles en ambos miembros y la falta de evidencias de discordancia descartan también la segunda. Sin embargo este autor expresa más adelante que el miembro superior de Baqueró sería correlacionable con Laguna Palacios y el inferior con Bajo Barreal, aunque no posee suficientes evidencias para afirmarlo. En cuanto a la tercera hipótesis, áreas deposicionales distintas, la mayoría de los autores considera que un posible alto o umbral en la zona de Punta España no es elemento de control eficiente para la dispersión de las cenizas volcánicas.

Recientemente, y sin analizar el tema en detalle, De Giusto *et al.* (1980) sostienen que existe una sólida evidencia litoestratigráfica de la continuidad del miembro superior de la Formación Baqueró con la Formación Laguna Palacios.

ANÁLISIS DE LA RELACION ESTRATIGRAFICA

Para el siguiente análisis se parte de la aceptación de dos premisas:

- 1) Que el miembro superior de la Formación Baqueró (*sensu* Archangelsky, 1967) equivale temporal y espacialmente a la Formación Laguna Palacios. De acuerdo a esto en el presente trabajo se denomina Formación Baqueró solamente al miembro inferior de Archangelsky (*op. cit.*), utilizando el nombre Laguna Palacios para el superior. La edad más aceptada para Laguna Palacios en la cuenca del Golfo es campaniano-mastrichtiana. El término Laguna Palacios fue empleado primero por Flores (1955) y formalizado por Lesta y Ferello (1972).
- 2) Que la Formación Baqueró es de edad aptiana (*s.l.*), siguiendo para esto la última asignación de edad en base a fósiles vegetales disponibles (Archangelsky *et al.*, 1984). Respecto a esta asignación deben hacerse ciertas consideraciones. Si bien existe abundancia de macro y microfósiles vegetales que indican edad aptiana, esto

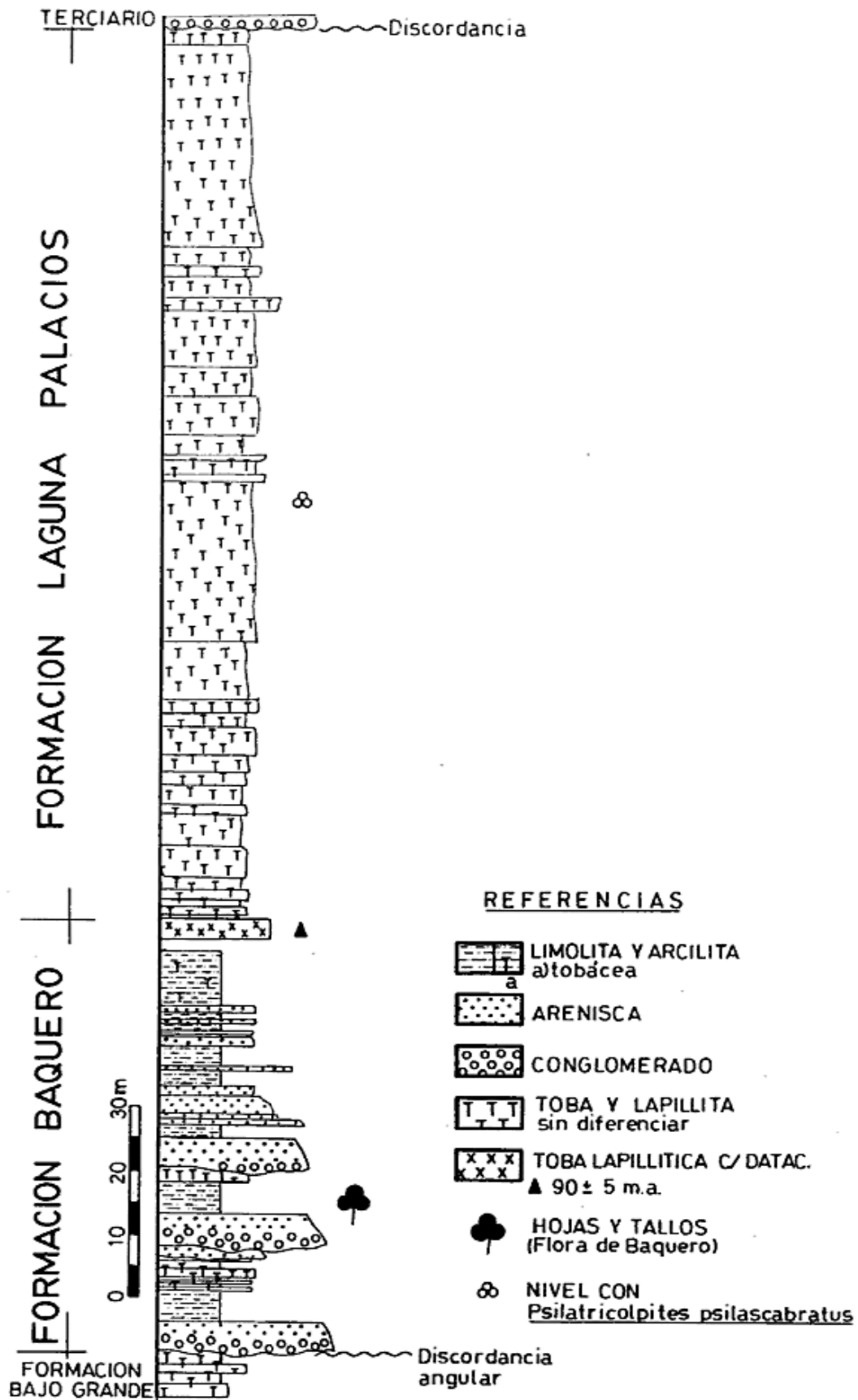


Figura 2.— Sección columnar del perfil del cerro Bayo. Los restos de hojas y tallos de la Formación Baquero corresponden al Nivel Fosilífero II de Archangelsky (1967).

debe cotejarse con el hecho que en el lago San Martín una asociación paleoflorística muy semejante se encuentra por encima de amonites de edad albiana. Por otro lado existe una datación radimétrica de una toba del techo de la Formación Baqueró en el cerro Bayo que indica una edad de 90 ± 5 Ma (Sciutto, 1982), lo que corresponde al Turoniano (Cretácico superior).

En el presente trabajo, y sin dejar de tener en cuenta las consideraciones mencionadas, se aceptará como premisa para el análisis estratigráfico que la Formación Baqueró es de edad aptiana.

Surge entonces que en diversos lugares del nesocratón del Deseado se encuentra la Formación Laguna Palacios del Campaniano-Maastrichtiano apoyando sobre la Formación Baqueró del Aptiano. Como ejemplo de esta situación se ha tomado el perfil del cerro Bayo de Bajo Grande (véase figura 2) por ser una de las secciones más completas de ambas unidades. De acuerdo a lo expresado en esta localidad se plantean dos alternativas:

a) Que la columna sedimentaria cretácica por encima de la discordancia con la Formación Bajo Grande, de un espesor total de 210 m, re-

presente en forma condensada a los depósitos correspondientes al intervalo Aptiano-Maastrichtiano.

b) Que el contacto entre la Formación Baqueró (infrayacente) y la Formación Laguna Palacios (suprayacente) en el perfil del cerro Bayo (y demás afloramientos equivalentes), represente un hiatus considerable (varios pisos). Esto significa que la relación es discordante o paraconcordante.

Consideración de las alternativas

Alternativa a: Se considera la menos probable. Si bien es posible que en zonas centrales de la cuenca del Golfo la sedimentación haya sido continua entre el Aptiano y el Maastrichtiano, esto se torna cada vez más difícil de sostener hacia el borde sur, donde existen múltiples evidencias que indican la falta de secuencias y hasta de unidades completas. Por lo tanto sería muy raro encontrar una sucesión completa en el centro del nesocratón, por más condensada que esta fuera. La presencia de una toba de 90 Ma en el contacto entre ambas unidades no implica necesariamente que la secuencia esté completa,

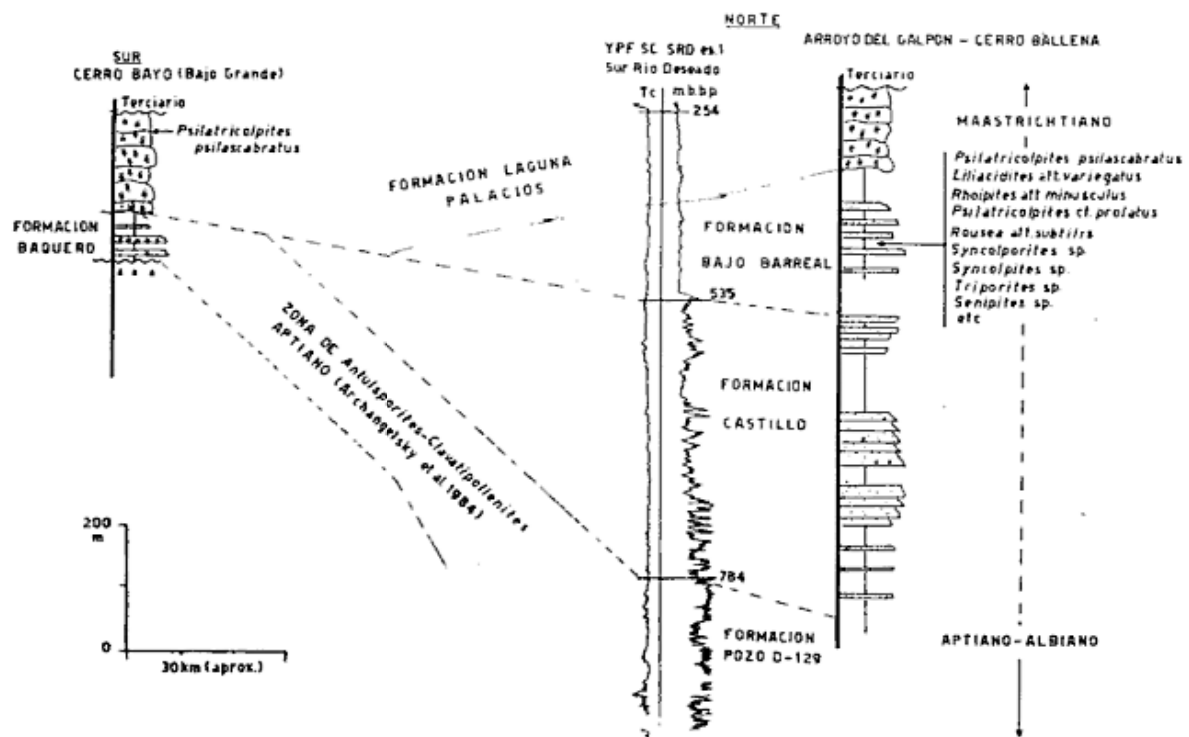


Figura 3.— Corte de correlación entre el cerro Bayo del Bajo Grande y el valle del río Deseado. Para la ubicación de los perfiles véase la figura 1.

sino que seguramente sólo representa un evento esporádico, sin relación genética con las dos unidades en cuestión.

Alternativa b: En la figura 3 se representa un corte de correlación efectuado entre el cerro Bayo del Bajo Grande y la zona comprendida entre el cerro Ballena y el bajo del Catamarqueño, en las márgenes del río Deseado (véase figura 1). Para este sector se han representado dos columnas, una de la parte superior del pozo YPF SC SRD es-1 (Sur Río Deseado), y la otra surgida de la integración de datos de superficie de los perfiles Cerro Ballena, Complementario Cerro Ballena, La Angostura, Arroyo del Galpón y Oeste Arroyo del Galpón (Hechem y Homovc, 1985).

Según los últimos datos disponibles la flora de la Formación Baqueró pertenece a la zona de *Antulsporites-Clavatipollenites* (Archangelsky, *et al.*, 1984), de edad aptiana, y correlacionable en sentido amplio con la Formación Pozo D-129. Distintos niveles de esta unidad, tanto en el pozo mencionado como en otros cercanos, han sido asignados a esta palinozona o a su equivalente anterior (Archangelsky *et al.*, 1981, 1984).

Por otro lado, y como ya fue mencionado, las evidencias de campo permiten la correlación litoestratigráfica de la Formación Laguna Palacios del cerro Bayo (ex miembro superior de Baqueró) con la Formación Laguna Palacios del valle del Deseado. Como la relación de esta unidad con la Formación Bajo Barreal en el citado valle es de engranaje lateral por cambio de facies (Roll, 1938; Hechem y Homovc, 1985), situación homóloga a la de otros sectores de la cuenca (Sciutto, 1981; Barcat *et al.*, 1984), se interpreta que de norte a sur se produce el acufamiento y desaparición de la Formación Castillo (véase figura 3). Como apoyo a la correlación litoestratigráfica debe decirse que en niveles de la Formación Laguna Palacios en el cerro Bayo y en otras localidades cercanas se ha hallado polen de angiospermas, *Psilatricolpites psilascabratus* (Norton) (Phote de Baldis, 1985; Hechem y Homovc, 1985). Este elemento también está presente en asociación con otras especies en la Formación Bajo Barreal en el perfil Arroyo del Galpón (Hechem y Homovc, 1985), asociación asignada al Cretácico superior-Terciario inferior (Phote de Baldis, 1985). También apoyando la correlación de la figura 3 es necesario mencionar que en los niveles superiores de la Formación Yacimiento El Trébol y

basales de Salamanca, en perforaciones de centro de cuenca, se presenta una asociación microflorística muy semejante asignada al Maastrichtino-Paleoceno por Archangelsky y Gamarro (1980).

Para explicar la relación entre las unidades involucradas se ha elaborado un esquema de evolución tectosedimentaria (véase figura 4). Para ello se ha tomado un corte entre el valle del Deseado y el Bajo Grande, pero pasando ahora por la localidad de Punta España (véase figura 1). Si bien no es el mismo corte de la figura 3, las relaciones estratigráficas son equivalentes. Se han representado tres secuencias deposicionales que no necesariamente coinciden con unidades litoestratigráficas, pero que facilitan la interpretación. Tampoco deben homologarse por ahora con las secuencias identificadas por Barcat *et al.* (1984) en otros sectores de la cuenca.

Durante el Aptiano (véase figura 4a) en el nesocratón y en la cuenca se deposita la secuencia I. En la zona de Bajo Grande la secuencia I, representada por los depósitos fluvio-palustres de la Formación Baqueró, se dispone en discordancia angular sobre el Grupo Bahía Laura del Jurásico superior; en tanto en la cuenca, la misma secuencia, representada por los sedimentos principalmente lacustres de la Formación Pozo D-129, se dispone también en discordancia sobre "Neocomiano" o unidades anteriores. En ambos casos hay un importante aporte piroclástico. La diferencia fundamental es que mientras en la cuenca la subsidencia permite el desarrollo de grandes espesores, en el nesocratón sólo se rellenan pequeñas cubetas estructurales originadas en el diastrofismo que plegó al grupo Bahía Laura. Los espesores de la Formación Baqueró no superan los 100 m. El análisis de facies evidencia una megasecuencia normal (véase figura 2), lo que es coherente con lo expresado. Luego del relleno grueso inicial de las cubetas estructurales, la rápida colmatación y la falta de reactivación del área de aporte generan una disminución de granulometría y espesores de capas hacia arriba.

A partir de ese momento el nesocratón permanece como área elevada estable y sin depositación. La falta de buenos niveles indicadores de edad impide por ahora saber en que momento se produce en la cuenca el plegamiento suave de la secuencia I y comienza a depositarse la secuencia II (véase figura 4b). Esta secuencia, que se supone representada por los sedimentos fluviales de la Formación Casti-

llo, traslapa sobre la anterior sin llegar a cubrir su extensión areal. Esto indica un descenso del nivel de base y una reducción de la cuenca, lo que es coherente con la interpretación del nesocratón como área positiva y sin sedimentación.

Una expansión de la cuenca, originada posiblemente a causa de la subsidencia por sobrecarga y el ascenso generalizado del nivel de base, tiene como resultado que los depósitos fluvio-palustres de la secuencia III (Formación Bajo Barreal) traslapen hacia el sur, disponiéndose en discordancia sobre la secuencia I y unidades anteriores. La parte superior de la secuencia III registra un notorio incremento de la actividad volcánica que se refleja en las piroclastitas gruesas de la Formación Laguna Palacios (véase figura 4c). Estas transgreden el umbral de Punta España y se depositan discordantemente sobre distintas unidades del nesocratón (Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike, La Matilde, Bajo Grande). Todas estas están afectadas por el diastrofismo pre-secuencia I y la relación es de discordancia angular. En cambio cuando el sustrato lo constituye la Formación Baqueró existe paralelismo de capas y se genera la paraconcordancia.

Debe aclararse que aunque no se ha representado en la figura 4, también las tobas finas de Bajo Barreal transgreden apenas el umbral de Punta España, encontrándose sus afloramientos más australes en el cerro del Doce. Por otro lado, si bien es posible identificar más de una secuencia deposicional entre Bajo Barreal y Laguna Palacios, se las ha agrupado para simplificar el esquema.

Los niveles con palinomorfos del perfil Arroyo del Galpón (véase figura 3) pertenecen a la parte media de la secuencia III, por lo que las tobas de Laguna Palacios deben ser aún más jóvenes, considerando que de acuerdo al traslape representado en la figura 4c es la parte superior de la secuencia la que se deposita en Bajo Grande.

Aceptando entonces una edad aptiana para Baqueró (secuencia I) y campaniana-maastrichtiana para Laguna Palacios (secuencia III), en la figura 4c queda representado claramente el hiatus entre ambas unidades en la zona de Bajo Grande, de donde fue extraído el perfil del cerro Bayo (véase figura 2).

DISCUSION

Evidencias geológicas

Estas han sido resumidas al considerar la segunda alternativa (véase figuras 3 y 4). La relación de discordancia entre las distintas secuencias es claramente visible al norte y noroeste de Punta España. En los cortes de las figuras 3 y 4, la mayoría de los depósitos cretácicos involucrados son agradacionales, y especialmente los de Bajo Barreal y Laguna Palacios. Dado que los planos de estratificación, paralelos a las líneas tiempo, se mantienen casi horizontales entre Punta España y Bajo Grande, puede asumirse que la correlación es cronoestratigráfica. Esto descarta la idea del rejuvenecimiento hacia el norte por engranaje lateral. Por otro lado, si bien es cierto que el umbral de Punta España existió y controló en parte la sedimentación, es claramente visible como las capas de Bajo Barreal y Laguna Palacios cubren progresivamente el paleorelieve hasta pasar hacia el sur. Esto descarta también la idea de cuencas deposicionales distintas.

Las evidencias paleoambientales también apoyan la idea de una discordancia. La Formación Baqueró se compone de sedimentitas fluviales y palustres, con aporte piroclástico, originadas como relleno de pequeñas cuencas estructurales y con distribución muy reducida. La Formación Laguna Palacios (miembro superior de Baqueró según Archangelsky, 1967), está formada casi exclusivamente por piroclastitas primarias, originadas a partir de flujos y caídas de ceniza y con muy escaso aporte epiclástico; su distribución areal es en cambio muy extensa. El cambio acaecido debe considerarse significativo.

Por último, debe tenerse en cuenta la presencia de una toba de 90 Ma en el contacto entre ambas unidades, y que se ubica en Baqueró por el contraste con la homogeneidad litológica de Laguna Palacios. El dato radimétrico es de una toba lapillítica, con abundantes cristales, muy consolidada, que se encuentra en el techo de la Formación Baqueró en el cerro Bayo de Bajo Grande (Sciutto, 1982). Si bien en la alternativa b) se considera que entre el Albiano y el Campaniano no hubo sedimentación en el área de Bajo Grande (véase figura 4b), esto no es estrictamente así. Aunque no había cuencas habilitadas, los agentes geológicos habrían seguido formando depósitos coluviales, niveles residuales, etc. Por qué no suponer entonces

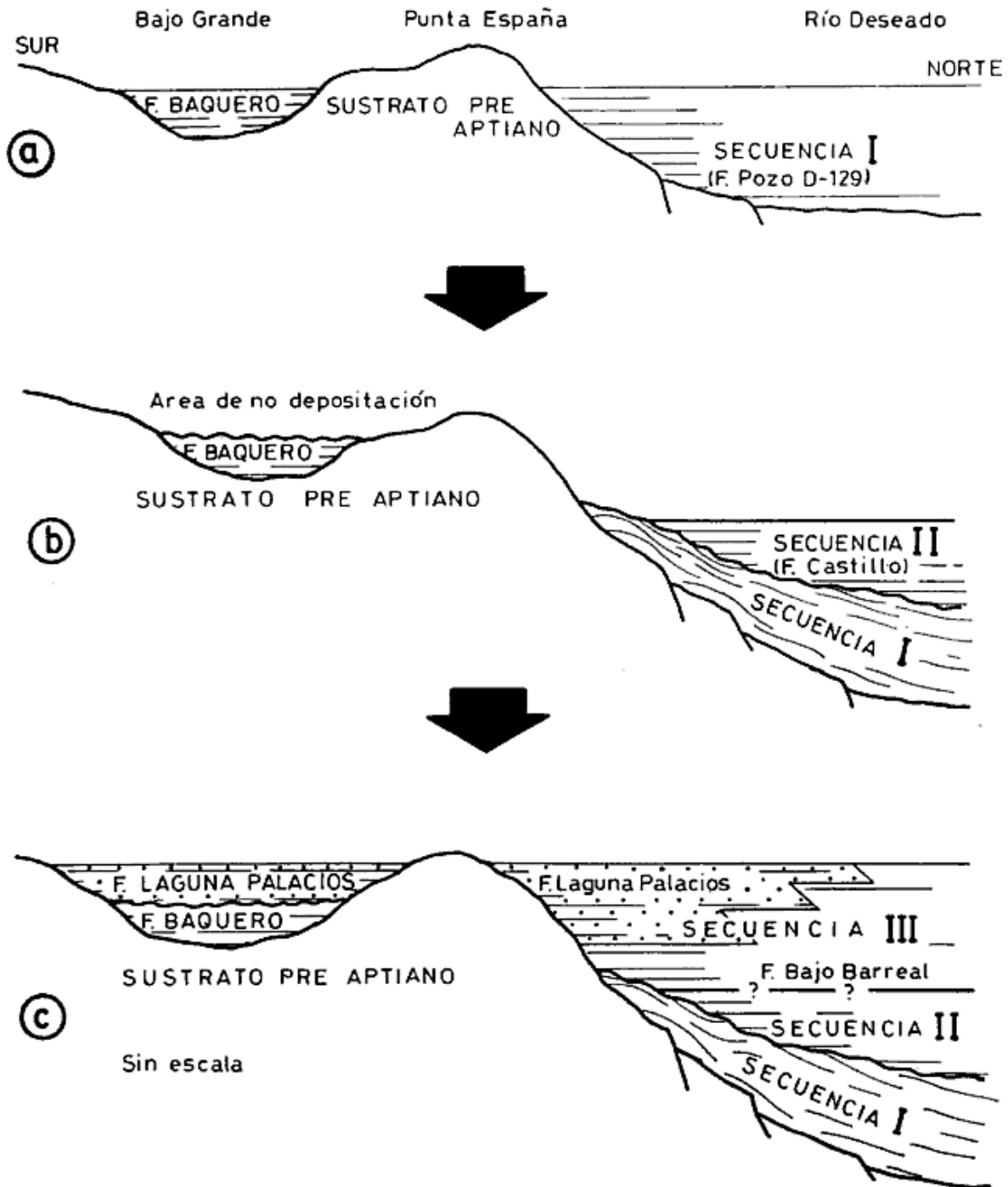


Figura 4.— Esquema de evolución tectosedimentaria. a) Deposición de la secuencia I durante el Aptiano en la cuenca y de la Formación Baqueró en el nesocratón. b) Deposición de la secuencia II en discordancia sobre la I, mientras que el nesocratón permanece como área de no depositación. c) La secuencia III traslapa agradacionalmente hasta sobrepasar el umbral de Punta España. En el Bajo Grande, Laguna Palacios (secuencia III) se deposita en discordancia (paraconcordancia) sobre Baqueró.

que luego de una gran explosión volcánica una toba se depositara sobre grandes extensiones, tanto en la cuenca como en el nesocratón. Una esporádica irrupción de material piroclástico primario no invalida el concepto de área de no depositación que se da al nesocratón en la figura 4b. La elevada consolidación de la toba contribuyó a su conservación hasta que fue cubierto por Laguna Palacios.

Lo que sí indica esta datación, y allí reside su importancia, es que lo que está por encima de ella, llámese Laguna Palacios o miembro superior de Baqueró, tiene menos de 90 Ma y pertenece al Cretácico superior.

Evidencias paleontológicas

Si bien el contenido fosilífero (y la edad inferida en base a ello) no debe ser el principal elemento para definir una formación, en el caso de Baqueró las evidencias litoestratigráficas quedaron en desventaja frente a las paleontológicas. Estas son abrumadoras en cuanto a la edad de los niveles portadores de la "Flora de Baqueró". La abundancia de mega y microfósiles parece no dejar duda sobre la edad aptiana de los mismos (Archangelsky *et al.*, 1984).

Sin embargo, los principales niveles fosilíferos se encuentran en el miembro inferior según la definición original. El miembro superior (Laguna Palacios) también ha brindado megafósiles, pero en menor cantidad y con notoria reducción de taxones. El mismo Archangelsky, al referirse a los fósiles del miembro superior dice que se observa "...un cambio paleoflorístico, con la disminución o desaparición total de ciertos grupos, como las Bennettiales, Pteridospermas y Cicadales" (Archangelsky, 1967: 114). Más adelante el mismo autor expresa que la tafoflora chubutense se diferencia de la baqueroense por: a) predominio numérico de las angiospermas; b) ausencia de Bennettiales y Pteridospermas (extinguidas) y merma notoria de los demás grupos gimnospermas.

Sin embargo, al analizar el valor cronoestratigráfico de sus observaciones, considera que las diferencias apuntadas no permiten suponer un cambio de edad entre los dos miembros. Además la falta de registro de angiospermas descarta la posibilidad de una edad menor para el miembro superior, por lo que ubica a ambos en el Barremiano-Aptiano (Archangelsky, 1967).

Este último argumento, la falta de angiospermas, se ha modificado de acuerdo a los datos disponibles actualmente:

a) El hallazgo de verdaderas angiospermas en la Formación Baqueró ha llevado a Archangelsky *et al.* (1984) a postular una edad aptiana en sentido amplio. Esto no modifica lo tratado anteriormente y ha sido contemplado en la figura 3. Las angiospermas halladas pertenecen a la zona de *Antulsporites-Clavatipollenites* (Archangelsky *et al.*, 1984) y representan elementos primitivos (Romero, com. epist.).

b) Un nuevo hallazgo de angiospermas fue hecho por Panza (1982) en el miembro superior (Laguna Palacios) en la zona de Vega Grande, al sur de Bajo Grande, y aunque no se conocen las determinaciones, los restos podrían ser de menor edad (Romero, 1985, com. epist.).

c) El hallazgo de polen de angiospermas en la Formación Laguna Palacios en el cerro Bayo y en otras localidades cercanas indica para las capas portadoras una edad cretácica superior-terciaria inferior (Phote de Baldis, 1985). En los niveles medios de Laguna Palacios en el cerro Bayo se presenta *Psilatricolpites psilascabratus* (Norton) asociado a *Deltoidospora minor*, *Protoliosphaeridium* sp. y *Multicellaesporites* sp. (Phote de Baldis, 1985). *Psilatricolpites psilascabratus* (Norton) está presente también en la Formación Bajo Barreal en el arroyo del Galpón, margen sur del río Deseado, asociado entre otros a *Syncolporites* sp., *Tripurites* sp., *Psilatricolporites* cf. *prolatus*, *Rhoipites* sp., *Rhoipites* aff. *minusculus*, *Syncolpites* sp., *Liliacidites* aff. *variegatus*, *Rousea* aff. *subtilis*, etc. (nivel fosilífero 1, véase figura 3). Esta asociación es considerada cretácica superior-Terciaria inferior por Phote de Baldis (1985). Por otro lado debe mencionarse que en pozos del centro de cuenca, en niveles cercanos al límite Cretácico-Terciario e intercalándose con microfósiles marinos, se encuentra una asociación muy semejante a la del arroyo del Galpón, en la que se presenta *Psilatricolpites psilascabratus* (Norton) Arch y al que se le ha asignado un biocrón Maastrichtiano-Paleoceno (Archangelsky y Gamero, 1980).

Como se ve los fósiles de Laguna Palacios no pueden considerarse abundantes como los de Baqueró, pero sin embargo los granos de polen de angiospermas son lo suficientemente significativos como para apoyar la correlación de la figura 3, que en lo que respecta a la parte superior (Bajo Barreal y Laguna Palacios) sí se encuentra fundada en claras evidencias geológicas de campo. La interpretación tectosedimentaria representada en la figura 4 se basa como ya fue dicho en un corte entre la

zona de Punta España y el Bajo Grande. Extrapolando la idea puede decirse que la relación discordante (paraconcordante) se mantiene en todos los lugares del nesocratón donde Laguna Palacios se apoya sobre Baqueró. Por lo tanto en localidades típicas de esta última unidad ubicadas al sur del área tratada en este trabajo, como Ticó y Bajo Tigre, debería considerarse que el miembro superior es en realidad Laguna Palacios. En el lugar denominado meseta Baqueró o Punta del Barco la relación no se manifiesta ya que sólo aflora allí el miembro inferior.

CONCLUSIONES

- Se propone utilizar el nombre de Formación Laguna Palacios para todos los afloramientos del nesocratón del Deseado que fueron identificados como miembro superior de la Formación Baqueró y que corresponden a las originalmente denominadas "Tobas Amarillas" por los geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
- Se propone restringir el nombre Formación Baqueró al miembro inferior de la unidad según la definición original de Archangelsky (1967).
- Se aportan evidencias geológicas y paleontológicas para establecer una relación discordante (paraconcordante), con un hiatus considerable, entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios en el nesocratón del Deseado.
- Se comunica el hallazgo de polen de angiospermas (*Psilatricolpites psilacabratus* (Norton)), del Cretácico inferior-Terciario inferior, en la Formación Laguna Palacios en el área central del nesocratón del Deseado.
- Se comunica la datación de una toba en el contacto entre las Formaciones Baqueró y Laguna Palacios que arroja una edad mínima de 90 ± 5 Ma (Turoniano).

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por autorizar la publicación. A J. C. Sciutto por la ayuda brindada a través de la comunicación de sus observación. A Dr. Anibal Pozzo por la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias aportadas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ARCHANGELSKY, S., 1967. *Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina*. Mus. La Plata, Rev., n. s., Pal., V: 63-171, La Plata.
- y J. C. GAMERRO, 1980. *Informe palinológico pozo YPF SCN LO X-3 (La Lobería)*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- , A. BALDONI, J. C. GAMERRO, S. PALAMARCZUK y J. SEILER, 1981. *Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. Diagramas de grupos polínicos del sudoeste de Chubut y noroeste de Santa Cruz*. VIII^o Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 719-742, Buenos Aires.
- , —, — y J. SEILER, 1984. *Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. III. Distribución de las especies y conclusiones*. Ameghiniana, 21: 15-33, Buenos Aires.
- BARCAT, C., J. S. CORTIÑAS, A. NEVISTIC, N. H. STACH y H. E. ZUCCHI, 1984. *Geología de la región comprendida entre los lagos Musters y Colhue Huapi y la sierra Cuadrada, departamentos Sarmiento y Paso de Indios, provincia del Chubut*. IX^o Congr. Geol. Arg., Actas, II: 263-282, Buenos Aires.
- CASAS, J. H., 1963. *Informe sobre las Tobas Amarillas y el Baqueroense al sur del río Deseado*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J. M., 1956. *Informe geológico preliminar zona Estancia Baqueró-Estancia Rocas Blanca, departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- , 1958. *Informe geológico zona "Cerro Vanguardia-Cerro 1^o de Abril", departamento Magallanes, R. Chico y R. Deseado, provincia de Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- , C. A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. *Nesocratón del Deseado*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1390-1430, Córdoba.
- DI PERSIA, C. A., 1956. *Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del territorio de Santa Cruz al sur del río Deseado. Tercera campaña*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- , 1957. *Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz al sur del río Deseado. Cuarta campaña*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- , 1958. *Informe previo al levantamiento geológico escala 1:100.000 de la zona norte del territorio de Santa Cruz al sur del río Deseado. Quinta campaña*. YPF, (inf. inéd.), Buenos Aires.
- FLORES, M. A., 1955. *Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el Bajo Slapeliz, Sierra del Carril, Río Mayo, Facundo y Ea. Broglia (provincias de Chubut y Santa Cruz)*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- HECHEM, J. J. y J. F. HOMOVC, 1985. *Informes mensuales de la Comisión Geológica N^o 2, Octubre 84 a Mayo 85*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- LESTA, P. J. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: A. F. Leanza (Dir. y ed.). I^o Simp. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc., 602-687, Córdoba.

Asociación Geológica Argentina

- PANZA, J. L., 1982. *Descripción geológica de las hojas 53e Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., (inéd.), Buenos Aires.
- PEZZI, E., 1970. *Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo, Permiso Ya GSC 74*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- PHOTE DE BALDIS, E., 1985. *Informe sobre determinación micropaleontológica de muestras de superficie de la Comisión Geológica N° 2 al sur del río Deseado*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- ROLL, A., 1938. *Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado (Patagonia)*. Bol. Inf. Petroleras, 163: 17-83, Buenos Aires.
- SCIUTTO, J. C., 1981. *Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 203-219, Buenos Aires.
- , 1982. *Informe sobre la datación radimétrica de muestras de la zona de Bajo Grande, Santa Cruz*. (Inf. INGEIS 2460). YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N. y O. A. REIG., 1956. *El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros*. Acta Geol. Lilloana, I: 185-230, Tucumán.
- TURIC, M. A., 1969. *Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.

Recibido: 17 de febrero, 1986

Aceptado: 10 de noviembre, 1987

JORGE J. HECHER
JUAN F. HOMOVC

YACIMIENTOS PETROLIFEROS FISCALES
Gerencia General de Exploración
CC 140 - Gral. Mosconi
9005 Comodoro Rivadavia
Chubut

TERMOBAROMETRIA DE LA FAJA MIGMATICA DE "LA PUERTA", DTO. CRUZ DEL EJE, PROVINCIA DE CORDOBA

Carlos E. Gordillo† y Aldo A. Bonalumi

RESUMEN

La zona migmatita de La Puerta, (área 6, Gordillo, 1984), es la faja migmatita de menor dimensión reconocida hasta el presente en la sierra de Córdoba. Está emplazada como una cuña tectónica en medio de rocas metamórficas de grado medio a alto y es posible observar en algunos cortes naturales, cataclásitas de buen desarrollo.

Se calcularon aquí la presión y temperatura de equilibrio en la formación del bloque, obteniéndose valores térmicos promedio de 668°C para T(e) y 755°C para T(b), en cuanto a la presión se determinaron 5,9 Kbs para P(f) y 7,2 Kbs promedio para P(g).

El coeficiente de distribución $K_d = K_2 = (Mg-Fe) (Gre-Bio) = (Mg/Fe)_{gre}/(Mg/Fe)_{bio}$, dio valores entre 0,25 y 0,33. Para $K_d = K_1 = (Mg-Fe) (Cor-Gte) = (Mg/Fe)_{cor}/(Mg/Fe)_{gte}$ los resultados fueron 6,55 a 6,06 y mep para $K_d = K_4 = (Mg-Fe) (Cor-Bio) = (Mg/Fe)_{cor}/(Mg/Fe)_{bio}$ 1,55 a 2,05.

Utilizando la geotermobarometría pudieron determinarse profundidades de formación de 21 km y grados geotérmicos promedio oscilantes entre 32°C/km y 35°C/km.

ABSTRACT

The migmatite zone of La Puerta (Zone 6, Gordillo, 1984) is the smallest anatectic strip found in the Sierra de Córdoba. It is located as a tectonic wedge and in some natural cross-sections it is possible to observe it associated to well-developed cataclastic rocks.

The pressure and the outcrop formation temperature were recognized here. The average temperature obtained was of 668°C T(e) and 755°C T(b). As regards the pressure, values of 5,9 kbs P(f) and 7,2 kbs P(g) were obtained.

The distribution factor $K_d = K_2 = (Mg-Fe) (Gre-Bio) = (Mg/Fe)_{gre}/(Mg/Fe)_{bio}$ result in values between 0,25 and 0,33. For $K_d = K_1 = (Mg-Fe) (Cor-Gte) = (Mg/Fe)_{cor}/(Mg/Fe)_{gte}$, the values obtained were 6,55 to 6,06 and for $K_d = K_4 = (Mg-Fe) (Cor-Bio) = (Mg/Fe)_{cor}/(Mg/Fe)_{bio}$ the values were 1,55 to 2,05.

Using the geothermobarometry a migmatite formation depth of 21 km and an average geothermic grade ranging between 32°C and 35°C/km could be determined.

INTRODUCCIÓN

Entre los meses de Mayo y Junio de 1984 el profesor Dr. Carlos Ernesto Gordillo llevó a cabo 12 análisis químicos de cordieritas, granates y biotitas de las rocas 2.572-2.682-2.684 correspondientes a la faja migmatita de La Puerta, provincia de Córdoba. Gordillo (1984) anticipó la termobarometría del emplazamiento, en este trabajo, con dos análisis (cordierita-granate de la muestra 2.572) que brindaron una primera aproximación de los valores del afloramiento, basados en la relación Mg/Fe (cor-gte) y la respectiva aplicación del coeficiente de distribución K_d .

El objetivo de la presente investigación es continuar con la ubicación y ordenamiento termobárico de los emplazamientos migmatíticos de las Sierras Pampeanas, sobre la base de las

paragénesis, cordierita-granate-biotita y cordierita-biotita.

UBICACIÓN Y ACCESO

El área migmatita investigada se encuentra en el extremo sudeste de la Hoja Geológica 19h Cruz del Eje (Lucero y Olsacher, 1974), en la margen derecha del río de La Candelaria a 1,5 km al este del puente carretero sobre la ruta que une la localidad de La Puerta con Molinari (véase figura 1)

GEOLOGÍA DEL AREA

La faja anatética de La Puerta aflora como una cuña tectónica controlada por la fractura

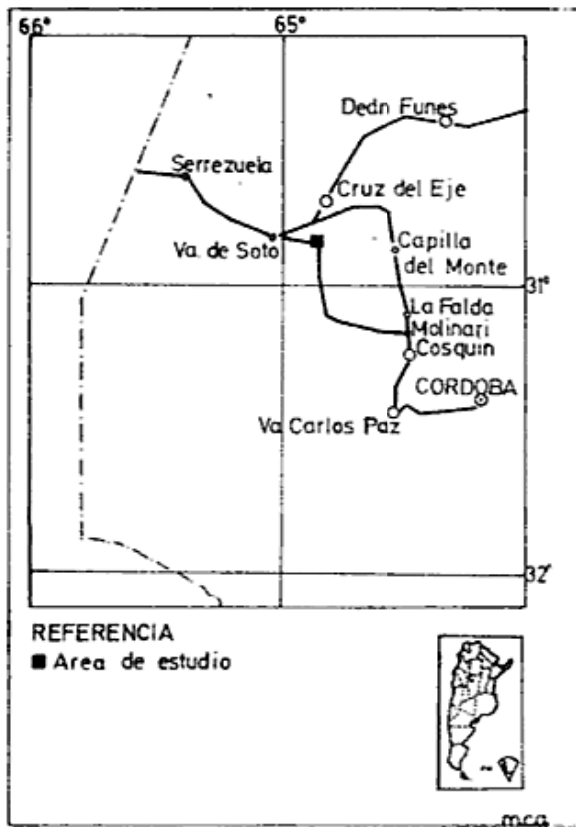


Figura 1.— Mapa de ubicación y accesos a la zona estudiada.

del río de La Candelaria, en medio de una litología metamórfica de grano medio a alto, en presencia de rocas cataclásticas muy alteradas que conforman el contacto occidental sur de la manifestación.

Se trata de una angosta faja migmatítica de características aflorantes anómalas para el área de Sierra de Córdoba, ya que posee un largo de 7,5 km con rumbo meridional a submeridiano y un ancho promedio de 0,750 km, conformando un bloque migmatítico muy pequeño (6 km²) contrastando con los macizos de las otras áreas conocidas, como el macizo de San Carlos que alcanza los 1.000 km².

La estructura es maciza, salvo en la parte occidental sur donde está algo afectada por la tectónica moderna y se observa una ligera estructura esquistosa. Una vez más en el ámbito de las Sierras Pampeanas, tenemos un modelo de bloque elevado, controlado tectónicamente, en este caso por la fractura del río de La Candelaria al oeste.

Como se desprende de la observación de la figura 2, la faja en cuestión está enclavada en bloques metamórficos de diferente grado. Al norte es bordeado totalmente por un gneis

tonalítico (Bonalmi y Gigena, 1982) de estructura maciza y acentuadamente inyectado clasificándose como un típico gneis arterítico.

Los contactos que se advierten desde el centro del afloramiento al sur son distintos, la roca se hace muy esquistosa, en especial al oeste donde el esquistos micáceo inyectado de la Formación Tuclame (Bonalmi y Gigena, 1982) está totalmente cataclastizado por acción directa de la fractura del río de La Candelaria.

Hacia el este aflora una variedad del esquistos micáceo inyectado de Formación Tuclame, en cuya paragénesis se encuentra granate, esta roca está muy emparentada con la aflorante en el extremo sur de la manifestación anatética (véase figura 2), es decir el gneis granatífero, donde la faja migmatítica se interrumpe acuñándose.

Petrográficamente la roca investigada se la puede describir como constituida por cordierita 11 % y granate 9 %, en granos muy límpidos y de hasta 5 mm, cabe destacar que en la cordierita se observan algunas fibrolitas relícticas y restos de sillimanita, pequeñas laminillas de biotita y gotas de cuarzo, este último especialmente en el granate, otorgándole una textura tipo "esponja de reacción". Este hecho textural garantiza la clásica ecuación migmatítica $Qz + Bio + Sill \rightarrow Cord + Gte + F.K. + Fusión$ a 700°C. La coexistencia del granate + cordierita explica que la temperatura ha excedido los 675°C-725°C, puesto que debajo de este rango las fases no están en equilibrio de acuerdo a la ecuación (1) de Holdaway y Lee (1977), esta reacción también fue investigada, pero agregando biotita a la asociación, y arribando a los mismos resultados por Ferry y Spear (1978).

El feldespato potásico no es muy abundante y la plagioclasa alcanza la composición An: 33-36, la mineralogía completa el cuarzo que es abundante, la biotita se la observa flexurada por acción de la cataclásis.

AMBIENTE MIGMATICO DE FORMACIÓN

Para indagar las condiciones físicas de la migmatización se tomó en cuenta en forma prioritaria los pares minerales utilizados por Gordillo (1979 y 1984) donde se ubican térmica y béricamente cinco de las seis áreas migmatíticas cordobesas, en este caso se agregan además las fórmulas térmicas T(d) y T(e) propuestas por Thompson (1976) y Holdaway y Lee (1977) respectivamente, donde se utiliza

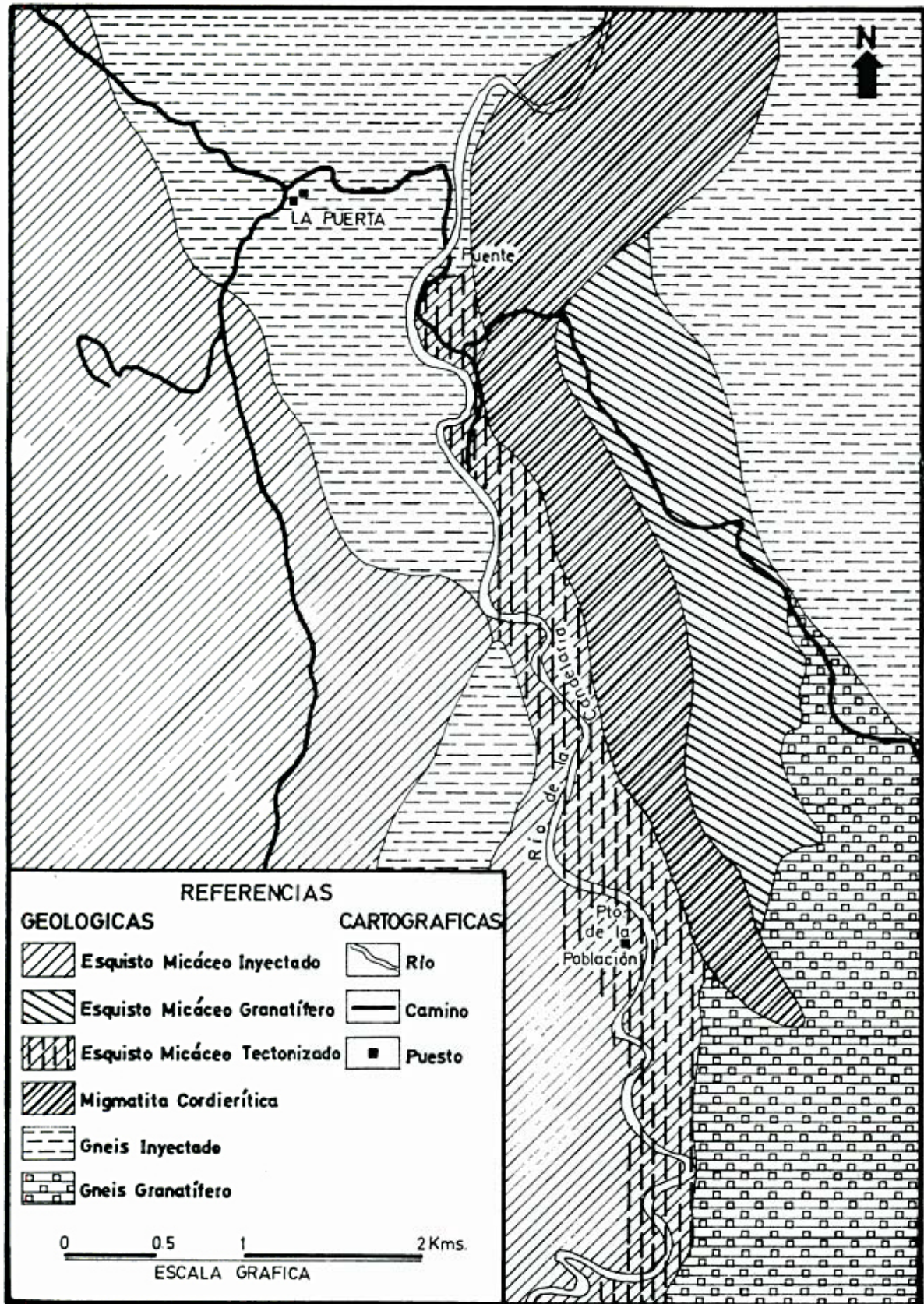


Figura 2.— Mapa geológico del área La Puerta (según Bonalumi y Gigena).

para el cálculo $K_d = K_2 = (Mg/Fe)_{gt} - (Mg/Fe)_{bio} = (Mg/Fe)_{gt} / (Mg/Fe)_{bio}$, esto fue posible en esta oportunidad ya que se contaba con los análisis de las biotitas, Gordillo (1984) no pudo calcular temperaturas con K_2 en forma integral porque no poseía la química de las biotitas de todas las zonas.

Cálculos petroquímicos

Se incorporan al cálculo regional de las áreas migmatíticas en Sierra de Córdoba 10 nuevos análisis químicos, 4 biotitas, 3 granates y 3 cordieritas.

Se pudo comprobar (véase cuadro I y figura 3) que el $K_d = K_2 = 0,27$ sin sustracción de Mn y $K_2 = 0,25$ con sustracción de Mn (Albee, 1965; Dougan, 1974).

Con respecto al $K_d = K_1$ el valor promedio es de 6,34 y $K_d = K_4 = 1,72$ (véase cuadro II).

Todos los guarismos obtenidos, ubican a la faja migmatítica estudiada como una roca comparativamente parecida a la del macizo Cerro Pelado - Atos Pampa, en contraposición con lo que podría esperarse, estando tan cerca del afloramiento de La Puerta el gran macizo de San Carlos (véase cuadro III).

CONCLUSIONES

a) El área migmatítica de La Puerta está emplazada como una cuña tectónica en medio de rocas metamórficas de grado medio a alto y en contacto con cataclasitas de cohesión primaria, que acreditan la presencia de fracturas antiguas.

b) Temperatura: se manejaron cinco fórmulas diferentes para su obtención arrojando un valor promedio de 722,4° C.

c) Presión: se utilizaron tres fórmulas para su obtención arrojando un valor promedio de 6,55 Kbs.

d) Dentro del contexto geológico regional de alto grado este afloramiento posee condiciones migmatíticas de formación comparables con el macizo de Cerro Pelado-Atos Pampa, con excepción del área Kinzigítica del río Santa Rosa.

AGRADECIMIENTOS

Se quiere dejar expresado el agradecimiento a las autoridades de la Dirección de Geología, Promoción e Industrias Mineras de la provincia de Córdoba, en la persona del Dr. Domingo Raúl González, ya que

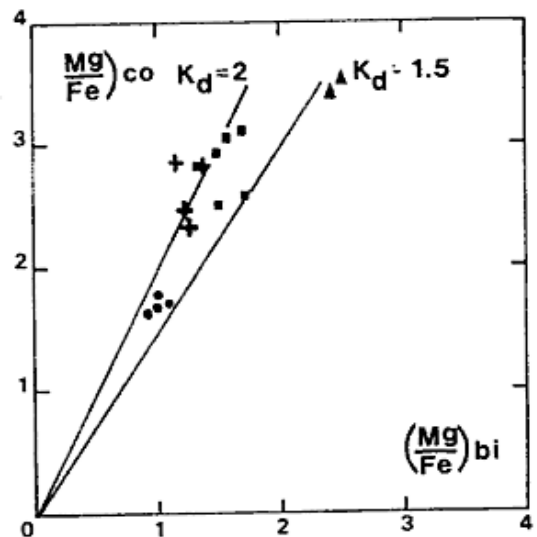
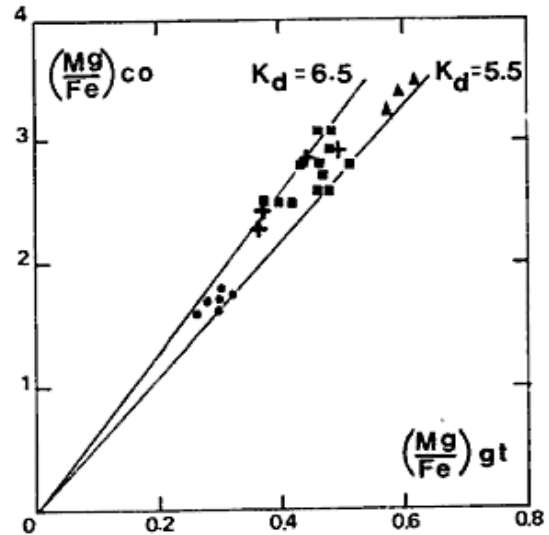
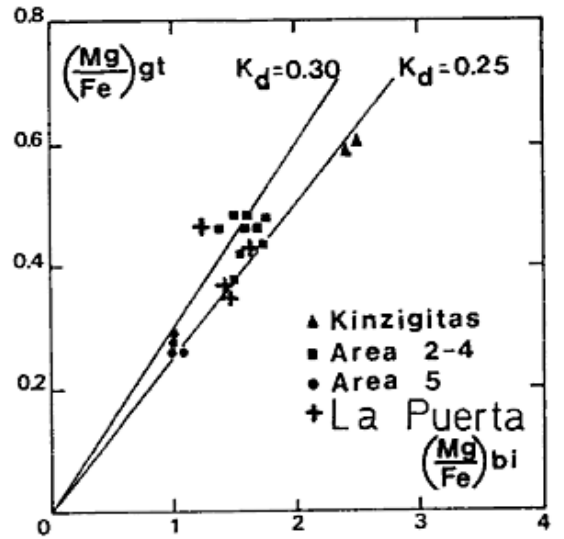


Figura 3.— Relación Mg/Fe en la paragénesis.

Cuadro I: Distribución del Mg y Fe en Granate - Cordierita y Biotita										
ROCA	MINE	FeO	MnO	MgO	Xm	Mg/Fe	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄
2572	gte	30,66	1,55	6,25	0,266	0,363		0,247	2,41	
	cor	7,21	0,13	9,19	0,695	2,280	6,281	(0,222)		
	bio	14,73		12,15	0,595	1,470				1,551
2682	gte	30,30	1,02	6,37	0,272	0,374		0,256	2,51	
	cor	6,70		9,20	0,710	2,451	6,553	(0,236)		
	bio	15,00		12,27	0,594	1,461				1,678
2683	gte	29,48	1,09	7,20	0,303	0,434		0,245	2,66	
	cor	6,17		9,63	0,738	2,811	6,477	(0,228)		
	bio	12,57		12,50	0,639	1,771				1,588
2684	gte	28,73	0,93	7,51	0,317	0,465		0,339	2,61	
	cor	6,10		9,57	0,738	2,821	6,066	(0,325)		
	bio	15,09		11,63	0,578	1,371				2,058

Xm: Mg/Mg Fe; K₁ = (Mg/Fe)_{Cor}/(Mg/Fe)_{gte}; K₂ = (Mg/Fe)_{gte}/(Mg/Fe)_{bio}; K₃ = X^{g_{te}}_{Fe}^{cor}/_{Fe}
K₄ = (Mg/Fe)_{cor}/(Mg/Fe)_{bio}.
Los valores entre paréntesis corresponden a la corrección de Mn (Albee, 1965; Dougan, 1974).

Cuadro II: Estimación termo-bárica del ambiente migmatítico actuante en base al coeficiente de distribución Kd.											
ROCA	lnK ₁	lnK ₂	lnK ₃	T ^(a) °C	T ^(b) °C	T ^(c) °C	T ^(d) °C	T ^(e) °C	P(f)Kbs	P(g)Kbs	P(h)Kbs
2572	1,84 (1,50)	1,40	0,879	724	750	721	692 (661)	662 (635)	5,9	6,8	6,8
2682	1,80	1,36 (1,44)	0,920	715	765	734	705 (679)	673 (651)	6,0	7,0	7,0
2683	1,87	1,41 (1,48)	0,978	730	739	712	689 (667)	659 (640)	6,3	7,2	7,2
2684	1,80 (1,12)	1,08	0,960	715	765	734	809 (793)	760 (746)	6,1	7,1	7,1
PROMEDIOS DE T°				721	755	725	723 (700)	688 (668)			

Los valores entre paréntesis corresponden a la corrección por Mn (Albee, 1965).

Fórmulas aplicadas

T(a): Currie, 1971 usando K₁
T(b): Thompson, 1976 usando K*₁
T(c): Holdaway y Lee, 1977 usando K**₁
T(d): Thompson, 1976 usando K*₂
T(e): Holdaway y Lee, 1977 usando K**₂
P(f): Thompson, 1976 usando K₃ y T = T(b)*
P(g): Holdaway y Lee, 1977 usando K₃ y T = T(b)**
P(h): Holdaway y Lee, 1977 usando K₃ y T = T(c)**

* Fórmula obtenida por Treolar (1981) para la calibración empírica de Thompson (1976)
** Fórmula obtenida por Treolar (1981) para la calibración experimental de Holdaway y Lee (1977).

Cuadro III: Presión promedio del área comparada con las calculadas por Gordillo (1984).

Area	X_{Mg}^{Cor}	X_{Mg}^{Gte}	Thompson P(f)	Holdaway P(g)
1	0,747	0,328	6,3 Kbs	7,2 Kbs
2	0,722	0,298	6,1 Kbs	7,1 Kbs
2 a	0,771	0,372	6,4 Kbs	7,4Kbs
4	0,738	0,316	6,3 Kbs	7,1 Kbs
5	0,631	0,218	5,5 Kbs	6,2 Kbs
La Puerta	0,720	0,289	6,1 Kbs	7,0 Kbs

las colecciones de muestras se concretaron gracias a la facilidad de vehículos que otorgó dicha reparación. Al geólogo Alberto A. Gigena por sus apreciaciones estructurales del área y muy especialmente al Dr. Luis Dalla Salda por la lectura y crítica de los manuscritos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALBEE, A. L., 1965. *Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblage*. J. Geol., 73: 155-164.
- BONALUMI, A. A. y A. A. GIGENA, 1982. *Plan Oro, Prospección geológico minera*. Bibliot. Dir. Geol., 1: 25-65, Córdoba.
- CURRIE, K. L., 1971. *The reaction 3 cordierites: 2 garnet 4 sillimanites 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario*. Contr. Min. Petr., 66.
- DOUGAN, T. W., 1974. *Cordierite gneisses and associated lithologies of the Guri Area, Northwest Guayana Shield, Venezuela*. Contr. Min. Petr., 46: 196-188.
- FERRI, J. H. y E. S. SPEAR, 1978. *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet*. Contr. Min. Petr., 66: 113-117.
- GORDILLO, C. E., 1979. *Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 53 (1-2): 3-4, Córdoba.
- , 1984. *Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. Condiciones físicas de la migmatización*. Acad. Nac. Cienc., Bol., Micel., 68, Córdoba.
- HOLDAWAY y S. M. LEE, 1977. *Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observations*. Contr. Min. Petr., 46: 201-214.
- LUCERO, H. N. y J. OLSACHER, 1981. *Descripción de la Hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba*. Direc. Nac. Geol. y Min., Bol.
- THOMPSON, A. B., 1976. *Mineral reaction in pelitic rocks. I Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations*. Amj., 2276: 425-454.
- TREOLAR, P. J., 1981. *Garnet-biotite-cordierite thermometry and barometry in the Cashel thermal aureole, Connemara, Ireland*. Mineral. Mag., 44: 183-188.

Recibido: 17 de febrero, 1986

Aceptado: 26 de mayo, 1987

CARLOS E. GORDILLO
ALDO A. BONALUMI

Cátedra de Petrología
Universidad Nacional de Córdoba
Av. Vélez Sarsfield 299
5000 Córdoba

ANALISIS DE DESPLAZAMIENTOS Y VELOCIDADES EN EL AREA DIFERENCIAL PRECORDILLERA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Hugo E. Bastías y Jorge A. Bastías

RESUMEN

Estudios realizados en coincidencia con el borde occidental de la Precordillera indican un importante sistema de fallamiento cuaternario que se extiende entre los paralelos 26°30' y 33° de latitud sur. Las evidencias de movimiento lateral derecho se reconocen en forma continua por más de 300 km de longitud. Dicho rasgo estructural, por sus dimensiones, debe estar relacionado a la evolución tectónica del borde continental y asimismo, su componente de rumbo indica una componente tangencial de los esfuerzos.

Sobre la base de los datos de los desplazamientos de placa se establece un marco de tensiones tentativo, el cual estaría representado por la fracturación cuaternaria de la región sismotectónica Precordillerana, la que muestra un predominio de los movimientos dextrales principales canalizados en el sistema de fallamiento El Tigre.

ABSTRACT

Different investigations carried out in the western boundary of Precordillera Geological Province show an important quaternary fault system located between 26°30' and 30° south latitude. Evidences of right lateral movement have been observed along this zone in Quaternary sedimentary units in many places south evidences are continuous in the central part by a distance of about 300 km.

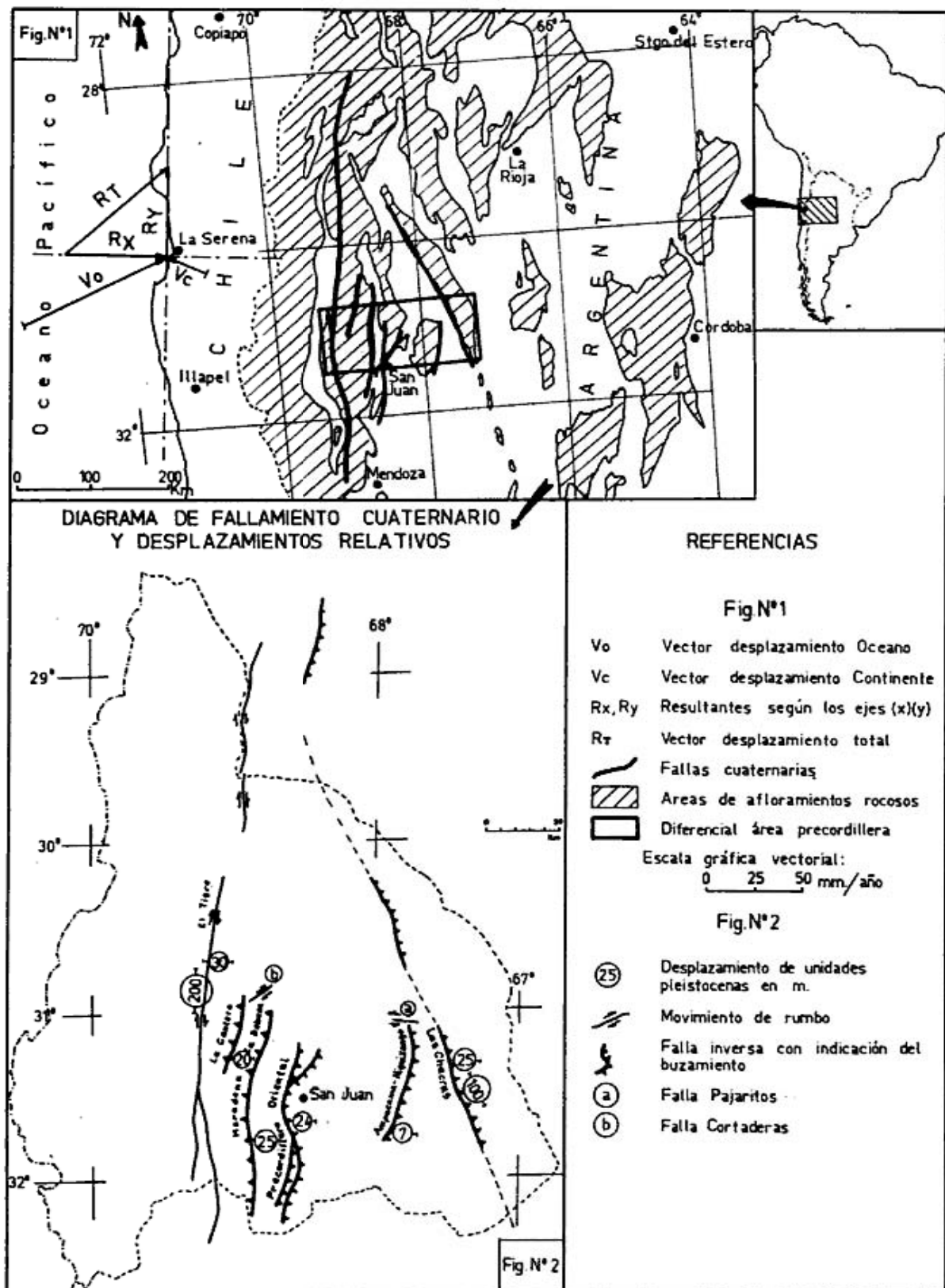
It is possible that this important feature is related to main events of the continental tectonic evolution. The right lateral displacement suggests no perpendicular strain in the American plate for this region. Based on the hypothetical plate displacement an tentative strain field for the Quaternary fault system of the Precordillera seismotectonic province was made. In such framework, El Tigre system lead mainly the quaternary displacement.

INTRODUCCION

En trabajos realizados por diferentes investigadores se comprueba el movimiento de convergencia entre la denominada placa pacífica y el continente sudamericano. De esta forma, valores de velocidad de desplazamiento están dados por Le Pichon (1968), quien asigna, basado sobre un esquema cinemático global, un valor de compresión para el borde pacífico en la latitud 34°S igual a 52 mm por año. Chase (1978) sobre la base del estudio del movimiento relativo de placas con respecto a puntos calientes del manto inferior, obtiene valores de velocidad en mm/año y direcciones de movimiento para placas continentales y oceánicas. Este modelo se obtuvo a base de la dirección de migración de los centros volcánicos en la cadena de islas Hawai, en las dorsales oceánicas y con la migración de los centros volcánicos mesozoicos a lo largo de Sudamérica y borde de Africa (Morgan, 1972).

Esta consideración, además de dar una velocidad de movimiento promedio, suministra una dirección de movimiento predominante a través del tiempo geológico. Para observar la influencia de las velocidades de desplazamiento continental y oceánico que actuarían en la zona analizada, mediante resoluciones gráficas se obtuvo un vector resultante de 28 mm/año, el cual es similar al valor compresivo determinado por Le Pichon (*op. cit.*).

Fitch (1972) estableció interacciones laterales océano-continente en el borde del océano Pacífico occidental y bajo ese punto de vista es factible suponer que los movimientos de deriva se verán parcialmente representados en la fracturación cuaternaria de una región. En caso de existir sistemas primarios de rotura con conocida recurrencia en su comportamiento como zona de debilidad, tales sistemas pueden ser los sitios preferenciales donde esa interacción se vea representada.



Figuras 1 y 2.— Mapa de ubicación y diagrama de fallamiento cuaternario y desplazamientos relativos.

FALLAMIENTO CUATERNARIO DE PRECORDILLERA

El análisis de fallas cuaternarias realizado por Bastías (1986), en la región sismotectónica Precordillera (véase figura 2), indica que existen dos sistemas primarios de fracturación cuaternaria que limitan a la región. Al este el sistema Las Chacras, coincidente con el conocido lineamiento Bermejo, Desaguadero o Valle Fértil, Baldís *et al.* (1982) y al oeste el sistema de fallamiento El Tigre, Bastías (1984). Los sistemas de fallamiento menores se desarrollan en el área comprendida entre ambos. Cada una de estas fallas, su potencialidad sísmica y su movimiento en los últimos dos millones de años indica que los desplazamientos relativos se canalizaron en forma preferencial en el movimiento dextral de la falla El Tigre.

En los diferentes modelos que interpretan la estructura de precordillera se involucra el fallamiento inverso de bajo ángulo como solución estructural, pero no se considera la deformación que acompaña al proceso de fallamiento. Dicha deformación puede ser un mecanismo importante en la generación de relieve como lo indica el proceso de fallamiento durante el sismo de 1977 o las deformaciones de abanicos aluviales en la falla Zonda Paredes (1986).

Este mecanismo deformacional donde no toda la energía liberada en un sismo es transformada en desplazamiento sobre el plano de falla, fue analizada por Philip *et al.* (1983), durante el sismo de El Asnam, 1980 y su comparación con el sismo de 1954.

En el caso de la falla Niquizanga (Bastías, 1986) las manifestaciones de movimientos cuaternarios indican un sistema de fallamiento inverso en el flanco oriental de la sierra Pie de Palo que coloca unidades cuaternarias (Pleistoceno medio?) sobre superficies de abanicos aluviales más jóvenes. En el cerro La Posta el efecto compresivo es señalado por la superposición de unidades metamórficas sobre sedimentos terciarios.

Durante el sismo del 23 de noviembre de 1977 las mediciones y trabajos realizados señalan que la mayor liberación de energía se produjo en el sector sureste de la sierra y el mecanismo de falla más probable es inverso con plano buzante al este (Volponi, 1978) lo que concordaría con las evidencias geológicas del fallamiento moderno.

La nivelación de precisión realizada sobre la línea N23 indica una deformación de 1,20 m para el sector de influencia de la falla Niquizan-

ga (Volponi, 1982). El nuevo desplazamiento encontrado a lo largo de 10 km de la falla Niquizanga (Bastías, 1983) se manifiesta principalmente a lo largo de estructuras en grabens cuya altura máxima es de 7 m siendo el nuevo desplazamiento sobre el plano de falla unos 0,30 m promedio. Estas evidencias de nueva rotura solo representan rasgos superficiales de una falla, determinada por el centro Regional de Agua Subterránea mediante perfilajes eléctricos, que desplaza a las unidades de basamento por lo menos 100 m, encontrándose el bloque hundido hacia el oeste.

Si estos datos se superponen a la forma de la curva de nivelación de la N23, se observa una acumulación de la deformación hacia el este de la localidad de Vallecitos lo que estaría acorde con las observaciones de campo que sugieren el alzamiento del bloque oriental y establece una relación entre la deformación y la rotura detectada.

La región Precordillera actúa como frente estructural del sistema andino y frente de choque contra el Cratogeno Central por lo que la región en teoría es un buen punto de observación para analizar la interacción de las placas oceánica y continental especialmente suponiendo al macizo andino como un bloque relativamente uniforme a esta latitud donde no existe en la región chilena la depresión central.

EL MODELO PLANTEADO

A los fines de lograr un modelo que indique los posibles rasgos estructurales a encontrarse en el continente al producirse la interacción no lineal de los vectores movimiento océano y continente, se realizó la resolución vectorial suponiendo la interacción en el borde continental (véase figura 1). Las fuerzas actuantes en la zona de contacto son seguramente mucho más complejas, pero por razones prácticas se tomaron aquellas consideradas prioritarias.

Las resultantes obtenidas son las siguientes:

Resultante según el eje (x) $R_x = 49,4$ mm/año
Resultante según el eje (y) $R_y = 40,1$ mm/año
Vector desplazamiento total = 63,6 mm/año

En la resolución no se consideraron las masas actuantes y al vector resultantes total no se le determinó el sentido, pero un análisis lógico indica una dirección noroeste debido a la

influencia de la masa continental, además la componente en (x) es menor que la encontrada por Le Pichon (*op. cit.*) debido a la angularidad del borde pacífico respecto a la dirección nort-sur.

Efectuando un análisis porcentual podemos decir que aproximadamente un 40 % de la interacción estaría representada por velocidades según el eje (y) ubicado en una dirección N7° E, la cual es la dirección de la mayoría de las fallas y estructuras de la región Precordillera.

El 60 % restante consiste en direcciones de velocidades perpendiculares al eje de borde continental y ellas serían generadoras de fenómenos tales como compresión y alzamiento vertical.

Las componentes según el eje (y) se deberían manifestar como fallamiento de rumbo. Estudios de fallamiento cuaternario en la región analizada (Bastías *et al.*, 1984, Whitney *et al.*, 1984) indican la presencia de una gran zona de fracturación primaria denominada sistema de fallamiento el Tigre. Las manifestaciones en desplazamientos de unidades cuaternarias son continuas por más de 300 km. Parte de esta zona es considerada como una zona de debilidad regional (Ramos, 1984; Cuerda, 1985) debido a sus características geológicas y magmáticas. Por lo tanto, es concebible que frente a los esfuerzos regionales tenga mayor probabilidad de rotura o de sufrir renovado desplazamiento. El diagrama de la fracturación cuaternaria determinado por Bastías *et al.*

(1983 figura 8, 1985), muestra las dimensiones y los desplazamientos medios para unidades cuaternarias del Pleistoceno superior. Los datos se resumen en el cuadro I.

Las edades consideradas son relativas y los ritmos de movimientos se obtuvieron con una metodología de "encaje de formas del terreno". Con apoyo de muy pocas dataciones absolutas, los resultados no son despreciables comparados con otras áreas del mundo. De esta forma, son comparables a los valores de alzamiento vertical determinados para la Cordillera Occidental en el Perú por Tosdal *et al.* (1984). Dicho autor considera un valor de alzamiento para el Neogeno entre 0,1-0,19 mm/año y, en cuanto al desplazamiento de rumbo del sistema El Tigre, es compatible con los rasgos geomórficos y velocidades de desplazamiento de fallas tales como Boconé (Shubert *et al.*, 1970) o Red River (Allen *et al.*, 1984).

Cuadro I: El cuadro resume los valores de desplazamiento promedio anual para los principales sistemas de fallamiento en la región precordillera graficados en figura 2. Los datos sobre los cuales no existe seguridad en la medición se colocaron con signo de pregunta. Si bien el número de mediciones no es representativo estadísticamente. La selección de sitios específicos otorga un aceptable grado de confianza (Bastías, 1986).

Cuadro I				
Sistema de Fallamiento	Ritmo de Movimiento	Desplazamiento de la unidad cuaternaria Pleistoceno Superior	Longitud de falla	Expresión geomórfica
Las Chacras	Dv 0,4 mm/a Dh 1 mm/a	Dv 25 m Dh 100 m?	350 km	Muy buena (7)
Ampacama Niquizanga	0,1 mm/a	7 m	75 km	Regular (11)
Precordillera Oriental	0,6 mm/a	25 m	150 km	Muy buena (18)
Maradona La Dehesa	0,3 mm/a	25 m	140 km	Buena (6)
La Cantera	0,3 mm/a	20 m?	50 km	Buena (2)
El Tigre	4-8 mm/a	Dh 227 m (prom) Dv 25 m	420 km	Excelente (12)

Johnsson *et al.* (1984), en estudios paleomagnéticos y de composición petrográfica de las secuencias del Terciario superior de las sierras de Mogna y Huaco, determina que el alzamiento de las elevaciones del sector de la Precordillera Oriental que estos autores investigaron comenzó hace unos 10 Ma. Tomando las alturas medias de la región, el rango promedio de alzamiento vertical estaría en el orden de 0,35 mm por año, lo que no es incompatible con los desplazamientos verticales postulados en el cuadro I para las fallas cuaternarias.

Un modelo dinámico altamente hipotético se puede plantear para ver la relación porcentual de las velocidades de alzamiento vertical respecto a la velocidad de desplazamiento de rumbos determinadas, para ello debemos considerar que:

- a) La relación de las velocidades de desplazamiento lateral y vertical se mantienen en el mismo porcentaje que se postulan para el borde continental y que las mismas se deben reflejar en las estructuras cuaternarias debido a que responden al comportamiento de las estructuras profundas.
- b) En el balance establecido existen pérdidas por desconocimiento de todas las estructuras con movimiento y por una deformación que acompaña al proceso de fracturación.

En el caso de la fractura de Niquizanga, con movimiento durante el sismo de 1977, la relación rotura-deformación (movimiento coosísmico) estaría dada por un factor 3 (Bastías, 1983; Volponi, 1982).

La sumatoria vectorial de las velocidades de desplazamiento y de los desplazamientos netos producidos desde una edad pleistocena superior, serían:

$$\begin{array}{ll} V_v = 2 \text{ mm/año} & D_v = 127 \text{ m} \\ V_h = 5 \text{ mm/año} & D_h = 327 \text{ m} \\ V_t = 5,38 \text{ mm/año} & D_t = 350 \text{ m} \end{array}$$

El análisis de desplazamientos y velocidades verticales pueden afectarse de un factor 3 si introducimos a la deformación vertical como integrante del balance, lo que es lógico de suponer.

Las relaciones porcentuales serían por lo tanto, las siguientes:

Relación Porcentual
de V_h respecto a V_t mod. = 41 %

Relación Porcentual
de D_h respecto a D_t mod. = 42 %

Las relaciones encontradas son bastante interesantes de considerar por su similitud y por su parecido con la relación obtenida en la descomposición vectorial tomando como eje de coordenadas al borde continental. Además, en el presente planteo, los datos base están por un lado, tomados de bibliografía existente (Chase, *op. cit.*) y por otro, se efectuaron mediciones de los desplazamientos en el campo de unidades cuaternarias, mediciones del nuevo desplazamiento ocurrido en el terremoto de 1977 y mediciones geofísicas de nivelación.

CONCLUSIONES

Sobre la base de las consideraciones anteriores podemos postular lo siguiente:

Aparentemente durante el Pleistoceno superior, los movimientos en la región precordillerana fueron canalizados principalmente a través de desplazamientos dextrales de los distintos tramos de falla componentes del sistema El Tigre y en una proporción menor se desplazaron verticalmente los restantes sistemas de fracturación cuaternaria.

Los mecanismos deformantes visualizados en el ejemplo de falla Niquizanga, indican que la rotura es acompañada de una deformación mayor en una relación aproximada de tres.

Si la relación de tres es un factor constante, durante los últimos 70.000 años la deformación vertical ocasionada en el diferencial área considerado, sería de 381 m y la velocidad de movimiento se encontraría en el orden de 5,4 mm/año.

Volponi (1982), establece el rango deformacional pre-sísmico entre 1938-1976 en 200 mm; por consiguiente, la velocidad de deformación vertical en ese tiempo es 5,2 mm/año, lo que concuerda con la deformación aquí postulada para el Pleistoceno superior. Lógicamente, luego de un evento sísmico, el rango de deformación se intensifica en este caso a los valores de hasta 33 m/año; pero con el transcurso del tiempo en los períodos de tranquilidad tectónica, el valor se reduce hasta alcanzar el movimiento pre-sísmico característico de la región.

—Considerando otra hipótesis, el factor 3 podría relacionarse a una fracturación de

bajo ángulo del sistema precordillerano. De esta forma, un ascenso vertical involucra un desplazamiento de bloques sobre el plano de falla tres veces mayor, con el consiguiente acortamiento cortical. Esto podría ser un índice de la baja angularidad de la fracturación ya que el ángulo que daría una solución aceptable sería de 20° a 30°.

- El presente intento plantea una línea de investigación aplicada de los movimientos cuaternarios, ya que las coincidencias entre las mediciones de escarpas y mediciones geodésicas y la interacción océano-continente muestran relaciones altamente sugestivas.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se desarrolló como contribución al Programa 206 del IGCP. Los autores desean expresar su reconocimiento al Instituto de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de San Juan, quien proveyó los medios logísticos para su desarrollo. Asimismo, desean agradecer al Dr. Juvenal J. Zambrano por la corrección y sugerencias al presente manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ALLEN, C. R. y A. R. GILLESPIE, 1984. *Red River Fault Yunnan Province China*. Geol. Soc. Amer., Bull., V 95: 686-700.

BASTIAS, H. E., 1983. *Parámetros físicos de la Falla Niquizanga con desplazamientos asociados al sismo del 23 de noviembre de 1977*. Area Inv. Sismol. INPRES, 14 pp. San Juan.

—, 1986. *Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica Precordillera*. UNSJ, Tesis Doctoral, 154 pp., (inéd.), San Juan.

—, E. ULIARTE y M. A. PEREZ, 1985. *Desplazamiento de rumbo en el sistema de fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera*. Pº Jorn. Prec.: 221-225, San Juan.

— y N. WEIDMANN, 1983. *Fallamiento superficial pliocuaternario en la región Precordillera Argentina*. Symp. on Neotec. Seism. and Geol. Haz. in the Caribbean Venezuela, 19 pp.

—, N. WEIDMANN y M. A. PEREZ, 1984. *Dos zonas de fallamiento pliocuaternario en la Precordillera de San Juan*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 329-341, Buenos Aires.

CHASE, C. G., 1978. *Extensión Behid island arcs and motion relative to hot spots*. Jour. of Geophys. Res., 83 (11).

CUERDA, A., C. CINGOLANI, O. SHAUER y R. VARELA, 1985. *El Ordovícico de la sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, República Argentina*. IVº Congr. Geol. Chil., Actas, I: 1/109-1/132, Antofagasta.

FITCH, T., 1972. *Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and The Western Pacific*. Jour. of Geophys. Res., 77 (23).

JOHNSON, P. A., N. M. JOHNSON, T. E. JORDAN y C. W. NAESER, 1984. *Magnetic polarity stratigraphy and age of the quebrada del Cura, río Jachal, and Mogna Formations near Huaco, San Juan province, Argentina*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 81-96, Buenos Aires.

LE PICHON, X., 1968. *Sea floor spreading and continental drift*. Jour. Geophys. Res., 73: 3661.

MORGAN, W. J., 1972. *Deep mantle convection plumes and plate motions*. Am. Assoc. of Petrol. Geol., Bull., 56: 203, Tulsa.

PHILIP, H. y M. MEGHRAOUI, 1983. *Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the el Asnam earthquake of october 10, 1980*. Tectonics, Vol. 1: 17-49.

PAREDES, J., 1986. *Fallas modernas del faldeo oriental de la Sierra Cica de Zonda, San Juan, República Argentina*. Revista CIAF, Vol. 11, (1-3): 333-337, Bogotá.

RAMOS, V. A., R. E. JORDAN, R. W. ALLMENDINGER y S. M. KAY, 1984. *Chillenia: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales*. IXº Congr. Geol. Arg., II: 84-106, Buenos Aires.

SHUBERT, C., 1970. *Venezuela y la nueva tectónica global*. Acta Cint. Venezolana, 21: 13-16, Caracas.

TOSDAL, R., H. C. ALAN y E. FARRAR, 1984. *Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental southernmost, Perú*. Geol. Soc. of Am. Bull., 5: 1318-1332.

VOLPONI, F. S., 1978. *El terremoto Cauce del 23 de noviembre de 1977*. Pub. Univ. Nac. de San Juan, Inst. Sism. Zonda, 70 pp., San Juan.

—, J. A. SISTERNA y J. A. ROBLES, 1982. *Orogenia, fuerzas gravitacionales y fuerzas tectónicas*. Vº Congr. Lat. Am. de Geol. Econ. Arg., Actas III: 719-730, Buenos Aires.

WHITNEY, R. y H. E. BASTIAS, 1984. *The El Tigre fault of the San Juan province, Argentina. The late Quaternary boundary of the Andes uplift?*. XCVIIº An. Meet. Geol. Soc. Amer., Vol. 16 (6), Abs. Nº 49772, Nevada.

Recibido: 18 de febrero, 1986
Aceptado: 22 de octubre, 1987

HUGO E. BASTIAS
Universidad Nacional de San Juan
CONICET

JORGE A. BASTIAS
Universidad Nacional de San Juan
Departamento de Ciencias Naturales

ALGUNOS DEPOSITOS LACUSTRES DE LAS FORMACIONES OJO DE AGUA Y DE LA CUESTA (PERMICO). UN EJEMPLO DE SEDIMENTACION PARA REGIONES ARIDAS O SEMIARIDAS

Carlos O. Limarino y Horacio L. Sessarego

RESUMEN

En este artículo son descriptas las características sedimentológicas de algunos depósitos lacustres identificados en las Formaciones Ojo de Agua y De La Cuesta. Ambas unidades han sido incluidas en la sección superior del Grupo Paganzo y consideradas tradicionalmente de edad pérmica.

La Formación De La Cuesta aflora en gran parte del Sistema del Famatina (provincia de La Rioja) y se encuentra formada por areniscas, pelitas y conglomerados junto con algunas delgadas intercalaciones de yeso y calcita. La Formación Ojo de Agua ha sido descripta en la parte norte de la Precordillera (provincia de San Juan) y muestra características litológicas similares a la Formación De La Cuesta.

De acuerdo a su composición los depósitos lacustres de la Formación Ojo de Agua fueron divididos en cuatro subfacies. La subfacies 1 está compuesta por areniscas con estratificación entrecruzada y pelitas laminadas. La subfacies 2 está integrada únicamente por pelitas laminadas o macizas incluyendo también en algunos casos delgados niveles de yeso. La subfacies 3 presenta como característica distintiva su color oscuro encontrándose formada principalmente por pelitas negras, areniscas finas y yeso o calcita. En estos niveles se han encontrado con frecuencia ostrácodos de agua dulce, restos indeterminables de plantas y pequeñas secuencias de "pseudovarves". La subfacies 4 está formada por areniscas con frecuente estratificación ondulítica, margas y pelitas rojas laminadas.

Todas las rocas descriptas han sido interpretadas como depositadas en un ambiente lacustre sujeto a importantes períodos de evaporación. En particular las subfacies 1 y 4 representan la sedimentación acaecida en las partes marginales del lago, bajo condiciones oxidantes; la subfacies 3 corresponde a las partes centrales del sistema lacustre en las que persistieron condiciones reductoras; por último la subfacies 2 fue depositada principalmente por suspensión en un área intermedia entre la costa y aquellas de mayor profundidad.

Los términos lacustres de la Formación De La Cuesta están compuestos por: areniscas con estratificación ondulítica, pelitas arenosas masivas, pelitas laminadas y evaporitas (yeso o calcita). Estas rocas han sido interpretadas como formadas en sistemas lacustres con una importante participación de secuencias de planicies arenosas (*sand flats*). Sobre la base de estudios de ciclicidad se ha deducido la presencia de frecuentes ciclos de inundación y desecación.

El análisis de la ubicación paleogeográfica de los depósitos estudiados, su vinculación con facies sedimentarias de origen eólico y fluviolacustre y su similar posición estratigráfica llevan a suponer que el régimen paleoclimático imperante en el área fue el factor condicionante para la formación de las rocas aquí estudiadas.

ABSTRACT

The sedimentological characteristics of lacustrine Permian deposits included in De La Cuesta and Ojo de Agua Formations are described in this paper. Both units have been included in the upper section of Paganzo Group and they are typical red beds sequences deposited in continental environments.

De La Cuesta Formation outcrops at the Sierra de Famatina (province of La Rioja), it is composed of sandstones, mudstones, siltstones, and conglomerates with some intercalations of gypsum and calcite. Ojo de Agua Formation is well exposed along the north part of the Precordillera (province of San Juan) and it shows similar lithological composition to the De La Cuesta Formation.

The lacustrine deposits of Ojo de Agua Formation were divided in four subfacies named 1, 2, 3 and 4. Subfacies 1 is composed of red cross-laminated sandstones (fine and medium rarely coarse) and some laminated mudstones. Subfacies 2 is only integrated of red laminated mudstones and rarely includes thin level of gypsum. Subfacies 3 is composed of black and green mudstones and siltstones, gypsum and fine sandstones. Fresh water ostracodes, debris plants and small sequences of "pseudovarves" have been found in this subfacies. Subfacies 4 is formed of ripple-cross-laminated sandstones, marls and laminated mudstones, bioturbation structures are common.

Subfacies 1 and 4 are interpreted as marginal lacustrine facies deposited in an oxidizing environments; subfacies 3 corresponds to the central parts of the lake and subfacies 2 was deposited in an intermediate zone.

The lacustrine deposits of De La Cuesta Formation are composed of ripple-cross-laminated sandstones, massive sandy mudstones, laminated mudstones and gypsum or calcite. These rocks are interpreted as formed in both sand flats and desert lake environments.

The paleoclimatic regimen is considered the principal factor controlled the formation of these lakes.

INTRODUCCIÓN

La presencia de depósitos lacustres incluyendo varios niveles de evaporitas es un aspecto destacable en el estudio de los paleoambientes sedimentarios de la sección superior del Grupo Paganzo. Su importancia no sólo radica en la existencia de un nuevo ambiente deposicional para la unidad, sino también en que la naturaleza de estas rocas puede brindar importantes datos de carácter paleoclimático.

A lo dicho se suma la escasa información publicada hasta la fecha en nuestro país sobre secuencias antiguas depositadas en ambientes similares. Es más, si bien muchos son los investigadores que han señalado acumulaciones de probable origen lacustre en unidades incluidas en la sección superior del grupo (por ejemplo, Frenguelli, 1946; Spalletti, 1979; Coira y Koukharsky, 1979; Limarino, 1985, entre otros) con la excepción del trabajo realizado por Bellosi *et al.* (1984) referido a la Formación La Antigua, estas rocas no han merecido aún estudios más o menos detallados.

Todo lo expuesto motivó a los autores de la presente nota a dar a conocer la existencia de estos depósitos, describiendo sus características y discutiendo su probable origen. La metodología utilizada para cumplir con los propósitos señalados consistió en la selección de las mejores localidades para el estudio de la secuencia, donde fueron levantados perfiles, se efectuaron mapeos detallados (con instrumento) de las distintas subfacies reconocidas y se realizaron estudios de ciclicidad.

UBICACIÓN ESTRATIGRAFICA DE LAS SECUENCIAS ESTUDIADAS

Dos localidades fueron consideradas de importancia: los afloramientos de la Formación Ojo de Agua en la Ciénaga de Huaco (provincia de San Juan) y los de la Formación De La Cuesta en el río Miranda (provincia de La Rioja); véase figura 1.

Las dos formaciones en cuestión fueron referidas tradicionalmente al Piso II de los

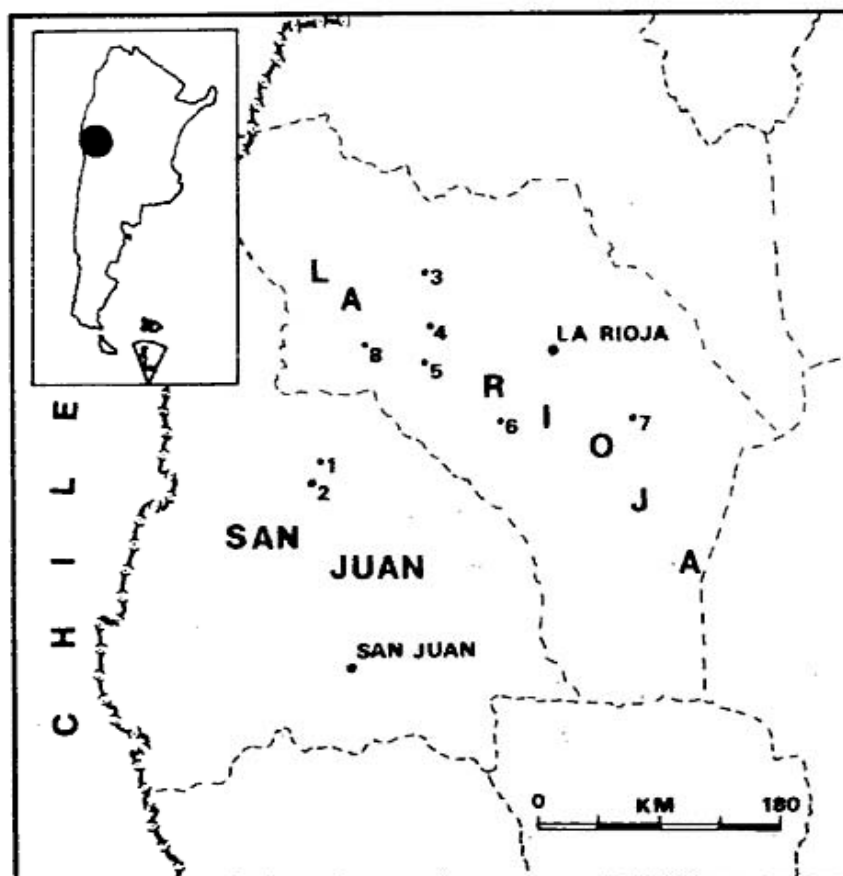


Figura 1.— Plano de ubicación. Los puntos señalan las localidades citadas en el texto: 1) Ciénaga del Vallecito, 2) San José de Jáchal, 3) Puesto Tres Piedras, 4) Afloramientos del Río Miranda al norte del puestito El Vallecito, 5) Aicuña, 6) Los Colorados, 7) Cerro Colorado de La Antigua, 8) Área de la sierra de Villa Unión.

"Estratos de Paganzo" (Bodenbender, 1911) e incluidas por Azcuy y Morelli (1970) en la sección superior del Grupo Paganzo. Se trata de típicas secuencias de bancos rojos, integradas principalmente por rocas silicoclásticas depositadas en ambiente continental. La Formación Ojo de Agua (Furque, 1968) ha sido definida en la parte septentrional de la Precordillera (provincias de San Juan y La Rioja) y sus afloramientos más extensos se encuentran desde ligeramente al sur del río Huaco hasta algunos kilómetros al norte del río Guandacol. Últimamente Bossi *et al.* (1982) extendieron el nombre de Formación Patquía (Subgrupo Sierra de Maz) a la Cuesta de Huaco, sinonimizando aparentemente esta unidad con la Formación Ojo de Agua. La entidad en cuestión se encuentra formada principalmente por areniscas, pelitas y conglomerados; aunque hacia su parte superior suele incluir también niveles de yeso, margas y tobas arenosas.

Las características litológicas de la Formación De La Cuesta (Turner, 1960) son similares a las de la Formación Ojo de Agua, especialmente en el predominio de las areniscas y pelitas y en la presencia hacia el techo de la unidad de potentes niveles de margas y calizas. Esta formación aflora en buena parte del Sistema del Famatina (de Alba, 1979) tanto en su faldeo oriental como occidental. Es destacable que las exposiciones del río Miranda no son las únicas de probable génesis lacustre ya que también es muy posible su existencia en los alrededores de Aicuña y del puesto Tres Piedras (véase figura 1).

Fuera ya de las dos formaciones aludidas, otros depósitos similares a los aquí tratados han sido encontrados en la sección superior del grupo. Se señalan a modo de ejemplo los descritos por Frenguelli (1946), Coira y Koukharsky (1979) y Bellosi *et al.* (1984) en la Formación La Antigua; los citados por Spalletti (1979) en la Formación Patquía (Sierra de Maz) y aquellos señalados por Césari y Limarino (1984) en la Formación La Colina (sierra de Los Colorados).

DEPOSITOS LACUSTRES DE LA FORMACIÓN DE LA CUESTA

Descripción

Como ya fue señalado los depósitos lacustres de la Formación De La Cuesta fueron estudiados en detalle sobre ambas márgenes del

río Miranda, más precisamente unos 500 m al norte del puesto El Vallecito en el sector de la Hoja Geológica Villa Unión (para una ubicación más precisa ver Limarino 1985: 192).

La secuencia se encuentra formada por dos grandes tipos de rocas, las silicoclásticas más abundantes y de tamaño de grano fino (pelitas y areniscas) y aquellas de origen químico (calcita y yeso principalmente).

Las areniscas son de color rojo ladrillo, aunque también pueden aparecer en tonos menos intensos (hasta rosados) a medida que aumenta la cantidad de carbonato. Se trata en su mayoría de arenitas feldespáticas, de textura fina y muy fina, con bajos porcentajes de matriz (principalmente illita y en menor proporción caolinita) y cemento calcáreo. Conforman estratos tabulares delgados y muy delgados, donde las ondulitas son estructuras frecuentes, generalmente asimétricas, las hay desde ligeramente sinuosas hasta formas fuertemente tridimensionales (linguoides). La migración de estas formas del lecho ha producido distintos tipos de laminación ondulítica entre los que se citan: laminación ondulítica no ascendente de pequeña escala (con preservación casi exclusiva de láminas frontales), ascendente (*climbing ripple lamination*) principalmente del tipo 1 y formas transicionales al tipo 2 de Jopling y Walker (1968), y sólo raramente laminación ondulítica ascendente en fase.

Por otro lado se ha registrado también la presencia de capas laminadas y macizas, siendo poco frecuentes los *sets* entrecruzados de escala mediana y grande. El contacto inferior de los bancos es por lo general plano, o a lo sumo levemente ondulado, resultando un rasgo destacable la existencia de lineaciones subestratales (marcas en media luna, de surco y punzamiento) en los bancos arenosos.

Por disminución en el tamaño de grano las areniscas pasan, a menudo casi imperceptiblemente, a areniscas limosas y pelitas. Los bancos de limolitas son también tabulares y sus contactos planos, la laminación y las capas macizas son las más frecuentes. Abundantes grietas de desecación se encuentran en el techo de estos estratos, las que suelen estar rellenas por calcita o yeso. En menor proporción fueron identificados cristales de arena, improntas de cristales y marcas de vermes. Las arcilitas son rocas menos frecuentes y presentan características similares a las previamente descritas.

En lo que hace a los niveles de origen químico, se encuentran en ocasiones muy im-

purificados con limo y por regla general forman capas muy delgadas (desde pocos milímetros hasta 1,5 cm); composicionalmente son de naturaleza variada y en términos generales fue constatada la presencia de yeso y calcita, aunque no se descarta que estudios más detallados permitan detectar otros tipos de sales. Por último se señala la existencia de muy escasos conglomerados intraformacionales formados por clastos de pelitas rojas muy angulosos, dispersos en una matriz arenosa fina a muy fina. Estos conglomerados rara vez forman horizontes de más de 6 cm de potencia y muestran en general una persistencia lateral de unas pocas decenas de metros.

Con el objeto de realizar estudios de ciclicidad en estos depósitos fueron escogidas las siguientes litologías: 1) areniscas con estratificación ondulítica, 2) areniscas muy finas y areniscas limosas macizas, 3) limolitas laminadas, 4) evaporitas con abundante limo (yeso y calcita principalmente), 5) conglomerados intraformacionales y 6) diastemas (señalados por pequeñas superficies de erosión). Sin embargo, los dos últimos términos (5 y 6) debieron ser descartados debido a su baja concentración. En la figura 2 se muestra el ciclo sintético obtenido; en el caso más frecuente las areniscas con estratificación ondulítica se disponen sobre bancos de limolitas laminadas y son sucedidas por areniscas muy finas o areniscas limosas macizas, rocas estas a su vez cubiertas por bancos de evaporitas con abundante limo. Las limolitas laminadas son sin

duda las rocas que muestran ubicación más aleatoria en el ciclo ya que pueden encontrarse por debajo de areniscas con estratificación ondulítica, de areniscas limosas o de evaporitas.

Interpretación

El análisis de las características descriptas y en particular la presencia de muy delgados niveles de evaporitas lleva a sugerir que la secuencia fue formada en cuerpos de agua temporarios, sujetos a una importante evaporación y a condiciones predominantemente oxidantes. Se supone que "lagunas efímeras" y sus planicies arenosas adyacentes (*sand flats* y *mud flats*) fueron el marco geográfico en el que se depositaron los sedimentos ingresados a la cuenca lacustre luego de grandes precipitaciones. Sobre la base del mecanismo de transporte y depositación se sugiere la presencia de al menos tres grandes tipos de depósitos:

Tipo A: formado por corrientes tractivas, con flujos preferentemente no encauzados que ingresaron sedimentos desde las áreas elevadas cercanas luego de grandes lluvias. Si bien el régimen de flujo fue sin duda variable, se mantuvo en general en el bajo régimen. Se incluye en este grupo a las areniscas con estratificación ondulítica, a parte de las areniscas limosas macizas y a los escasos conglomerados intraformacionales.

Tipo B: formado por la depositación de material contenido en suspensión por el agua del lago, ya sea previamente introducido por la acción fluvial o eólica. Limolitas laminadas principalmente.

Tipo C: formado por precipitación química, con discreto aporte clástico, debido a la concentración de sales por evaporación. Incluye a los niveles de yeso y calcita impurificados con limo.

Se desea aclarar que al menos parte de las areniscas limosas, podrían corresponder a un tipo transicional entre el A y el B, esto es haberse formado en el lago por la depositación de flujos de elevada densidad con una baja componente tractiva.

Merced a los estudios de ciclicidad se sugiere la presencia de sucesivos ciclos de desecación e inundación (probablemente de naturaleza estacional). Al respecto, como lo señalara Collinson (1978) los términos clásticos y evaporíticos pueden corresponder a cambios estacionales no necesariamente grandes, pues el

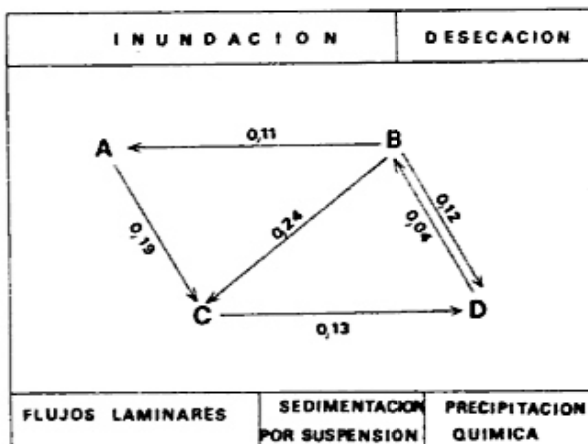


Figura 2.— Resultado del estudio de ciclicidad en la Formación De La Cuesta. A: areniscas con estratificación ondulítica, B: limolitas laminadas, C: areniscas limosas masivas, D: evaporitas con abundante limo.

ambiente de lagos efímeros es sumamente sensible a cualquier variación ambiental.

El estado de inundación se encuentra representado por areniscas con estratificación ondulítica, areniscas limosas y algunos escasos conglomerados intraformacionales. Las areniscas con estratificación ondulítica son interpretadas como formadas por corrientes tractivas, desarrolladas bajo condiciones de bajo régimen de flujo. Estas corrientes habrían mostrado una muy variable cantidad de material en suspensión, la que sin duda fue un factor que reguló los distintos tipos de estratificación ondulítica observados. Estas areniscas son similares a aquellas reunidas en la facies Sr, descrita para estos ambientes por Hubert y Hyde (1982), y considerada por estos autores como el resultado de la depositación de arena por flujos laminares de crecientes alrededor y en sectores marginales del sistema lacustre. En particular, se refiere a la mayor parte de nuestras psamitas al área de "planicie arenosa" (*sand flat*) que rodea frecuentemente a las lagunas efímeras de regiones semidesérticas o desérticas, conformando el área más externa del "sistema de playa" (ver Hardie *et al.*, 1978 y Handford, 1982).

Dentro de este esquema las areniscas limosas macizas podrían estar relacionadas genéticamente a las areniscas previamente descritas y resultar de un fuerte incremento de material en suspensión transportado por la corriente, el que probablemente inhibió la formación de estructuras sedimentarias.

Una característica que ha llamado la atención en nuestro caso es la frecuente presencia de marcas de erosión en la base de los estratos arenosos y de pistas de vermes en el techo de las pelitas. Su existencia puede ser explicada debido a la combinación de dos factores, por un lado el elevado potencial de preservación que pueden mostrar las estructuras señaladas en estos ambientes (Tucker y Burchette, 1977) y por el otro al hecho de que el fango húmedo y plástico es un excelente recipiente para la formación de todo tipo de marcas y huellas (Collinson, *op. cit.*). Las areniscas y los escasos conglomerados intraformacionales observados, señalarían los estadios de mayor energía de las corrientes y el comienzo del período de inundación. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los clastos intraformacionales no necesariamente señalan corrientes altamente erosivas, pues pueden ser derivados de fragmentos limosos abarquillados fácilmente tomados aún

por flujos poco competentes (e inclusive el viento).

Las partes interiores del sistema lacustre están representadas por limolitas laminadas y niveles evaporíticos. Las limolitas laminadas habrían sido sedimentadas por suspensión durante y aún luego de los períodos de máxima descarga. No obstante Hubert y Hyde (*op. cit.*) han señalado la presencia de pelitas laminadas en áreas de *sand flats* formadas por corrientes tractivas de muy bajo régimen de flujo. Sin embargo en nuestro caso se cree más probable que el material haya sido sedimentado por suspensión; esta interpretación permite explicar el carácter fuertemente aleatorio que muestran las limolitas laminadas en el estudio de ciclicidad ya que su sedimentación habría acaecido con anterioridad, durante y aún luego de los períodos de máxima expansión del lago.

La litofacies evaporítica representa el estado de máxima desecación; fue formada por precipitación química al incrementarse la salinidad por efecto de la evaporación y probablemente también por ascenso capilar de soluciones sobresaturadas durante los períodos secos. La presencia de grietas de desecación y pistas de vermes es indicadora de muy probable exposición subaérea del depósito, y es factible, que antes de iniciarse un nuevo ciclo de inundación el lago se haya encontrado en su mayor parte (o completamente) seco. Al respecto la presencia de algunos (escasos) fragmentos abarquillados "in situ", puede indicar que al haberse producido la desecación rápidamente el depósito fue cubierto por arena de origen eólico, evitando de esta manera la dispersión y destrucción de los fragmentos limo-arcillosos (cf. Tunbridge, 1984).

Resta por último, destacar la extrema escasez de areniscas con estratificación plana posible de ser interpretada como depositada en condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo, y la ausencia de paleocanales distributarios, como los descritos por Handford (1982). Lo dicho parece reforzar la idea de flujos no encauzados con depositación acaecida principalmente en condiciones de bajo régimen.

DEPOSITOS LACUSTRES DE LA FORMACIÓN OJO DE AGUA

Descripción

Han sido estudiados en detalle en el perfil de la Ciénaga de Huaco, paraje ubicado al este de

Jachal (provincia de San Juan, véase figura 1). Estas rocas fueron previamente descritas por Limarino *et al.* (1987) y referidas a la facies de "pelitas, areniscas finas y yeso (D)" e interpretadas como depositadas en un cuerpo lacustre sujeto a gran evaporación. Una referencia previa aunque sucinta se debe a Braccacini (1946) cuando describe al conjunto aquí tratado inmediatamente por debajo de su "Grupo de areniscas eólicas", considerando al yeso secundario.

En este trabajo la secuencia ha sido dividida en cuatro subfacies, cuyas características se encuentran sintetizadas en el cuadro I. La distribución de estas unidades se muestra en un mapa detallado realizado con teodolito (figura 3), el mismo fue realizado con el ánimo de mostrar la ubicación, relaciones y espesor real de las distintas subfacies.

Subfacies 1: Se presenta en la base de la secuencia estudiada, es muy persistente lateralmente aunque de escaso espesor (13 m). Se apoya preferentemente sobre la facies de "areniscas y pelitas" de la Formación Ojo de Agua (ver Limarino *et al.*, *op. cit.*) siendo el pasaje transicional.

Su color es variable, rosado claro, gris amarillento hasta en ocasiones rojo. Desde el punto de vista de su litología se encuentra formada por areniscas medianas y finas, raramente gruesas junto con algunas limolitas. Las areniscas forman bancos tabulares de espesor variable entre 20 y 40 cm, de contacto inferior plano o levemente ondulado. Composicionalmente se

trata de arenitas feldespáticas, con escasa matriz arcillosa y una muy variable y a menudo importante participación de cemento calcáreo (hasta 30 %). La textura es clástica, con disposición flotante o contactos tangenciales. Una característica que ha llamado la atención en estas rocas es la falta de película pigmentante que recubre los clastos, esta película se encuentra presente en casi la totalidad de las areniscas de la Formación Ojo de Agua y es la principal responsable del color que muestran estos estratos rojos (*red beds*).

Las estructuras sedimentarias más comunes son: estratificación ondulítica (generalmente ascendente, en fase o ligeramente desfasada), estratificación entrecruzada y variados tipos de pliegues convolutos.

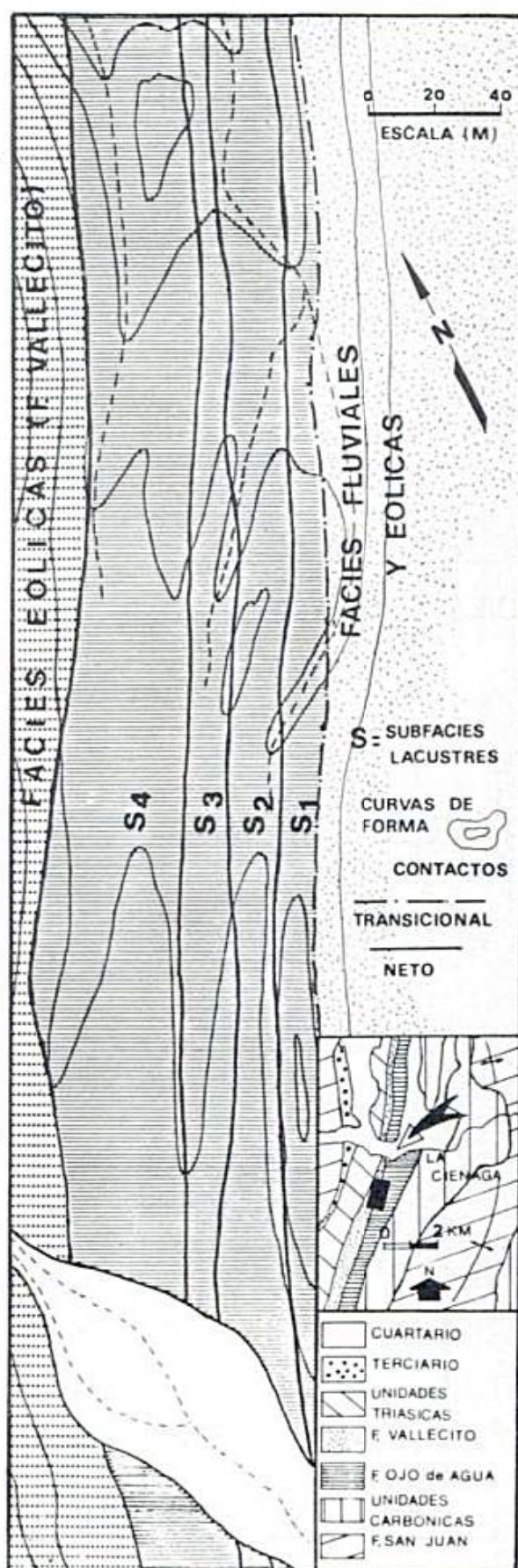
Las pelitas son algo más escasas y componen aproximadamente el 30 % de la subfacies, por lo general son laminadas y muestran importante bioturbación tanto perforante como epichnia.

Subfacies 2: De unos 18 m de espesor esta subfacies se encuentra formada casi exclusivamente por limolitas rojas, estratificadas en bancos muy delgados internamente laminados o macizos. Ocasionalmente entre las pelitas se intercalan niveles de yeso, los que por regla general son muy delgados y rara vez superan los 2 cm. Las areniscas finas son raras en este intervalo.

Subfacies 3: Está formada por limolitas gris oscuras a pardas, arcilitas negras (laminadas y

Cuadro I: Litología, estructuras sedimentarias y espesor de las subfacies definidas en los depósitos lacustres de la Formación Ojo de Agua.

SUBFACIES	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS	ESPESOR
—Subfacies 1	areniscas y escasas pelitas	est. ondulítica y entrecruzada	13 m
—Subfacies 2	limolitas y escaso yeso	laminación y est. macizos	18 m
—Subfacies 3	pelitas negras, areniscas finas y yeso	laminación y est. macizos	15 m
—Subfacies 4	areniscas calcáreas, margas y pelitas	est. ondulítica y laminación	38 m



con restos de materia orgánica), areniscas muy finas verdes y niveles de yeso. Mucho menos importantes han resultado algunas pequeñas intercalaciones de areniscas finas margosas y calizas ubicadas en los términos cuspidales de la subfacies (próximas al límite con la subfacies 4). Las calizas se presentan en bancos muy delgados de hasta 2 cm de espesor y a menudo muestran una alternancia de capas formadas por micrita y otras aún más delgadas con abundantes ostracodos y frecuente textura geopetal.

Una característica destacable de este intervalo es la presencia de verdaderas microcoquinas de pequeños ostracodos de agua dulce.

Subfacies 4: Esta subfacies se ubica en la parte cuspidal de la secuencia analizada y es cubierta por las areniscas rojas de la Formación Vallecito. El contacto con esta unidad es neto por cambio litológico, siendo por lo general plano o levemente ondulado.

Se encuentra formada principalmente por areniscas con muy abundante cemento calcáreo, margas y limolitas, todas de color rojo. Las areniscas calcáreas y margas exhiben laminación ondulítica y/o ondulitas en más de un 70 % de los casos. La presencia de estructuras tipo *off-shoot* en algunas láminas y la fuerte irregularidad de las superficies limitantes de los pequeños *sets* parece sugerir que la mayor parte de la laminación se formó por la acción del oleaje antes que por corrientes unidireccionales. Lo dicho parece estar avalado por la forma simétrica de algunas ondulitas (aunque no todas) y por la existencia de algunas bifurcaciones de crestas.

En lo que se refiere a las pelitas, son por lo general limolitas, laminadas o macizas, en ocasiones muy calcáreas y tenaces.

Una característica destacable de esta subfacies es la presencia de al menos dos niveles de tobas vítreas estratificadas en la parte media de la unidad. Estas piroclastitas muestran muy escasa contaminación con material silicoclástico y por sus características pueden ser interpretadas como tobas primarias.

Por último, en esta subfacies vuelve a ser importante la bioturbación tanto perforante como epichnia.

Figura 3.— Relevamiento geológico de las subfacies lacustres de la Formación Ojo de Agua (Pérmico), aflorantes en la Ciénaga del Vallecito.

Interpretación

Como fuera mencionado con anterioridad los depósitos estudiados son considerados como el resultado de la sedimentación en un ambiente lacustre, desarrollado bajo un clima árido o semiárido. El carácter lacustre se manifiesta por la relativa alta proporción de sedimentitas de grano fino, estructuras mecánicas de bajo régimen de flujo, ondulitas formadas por acción de olas, tabularidad de los estratos y presencia de ostrácodos de agua dulce. Las condiciones paleoclimáticas señaladas son sugeridas, como veremos luego, por la asociación de facies y por las características litofaciales de estos depósitos.

Las subfacies descritas y mapeadas (véase figura 3 y cuadro I) son atribuidas a distintos

subambientes del sistema lacustre. La subfacies 1 representa la sedimentación ocurrida en los sectores periféricos y poco profundos del lago; fundamentalmente por la "granulometría gruesa" (arena mediana y fina) de las sedimentitas, presencia de estructuras traccionales de bajo régimen de flujo y abundante bioturbación tanto perforante como epichnia (véase figura 4). Estas características sugieren, al menos parcialmente, condiciones tractivas de depositación y las diferencian de las otras subfacies. Asimismo estos rasgos fueron mencionados como indicadores de zonas marginales del lago (Visher, 1965; Collinson, 1978; Spalletti, 1980, entre otros). En particular, esta subfacies puede ser interpretada como pequeñas barras de desembocaduras, generadas por sistemas fluviales de

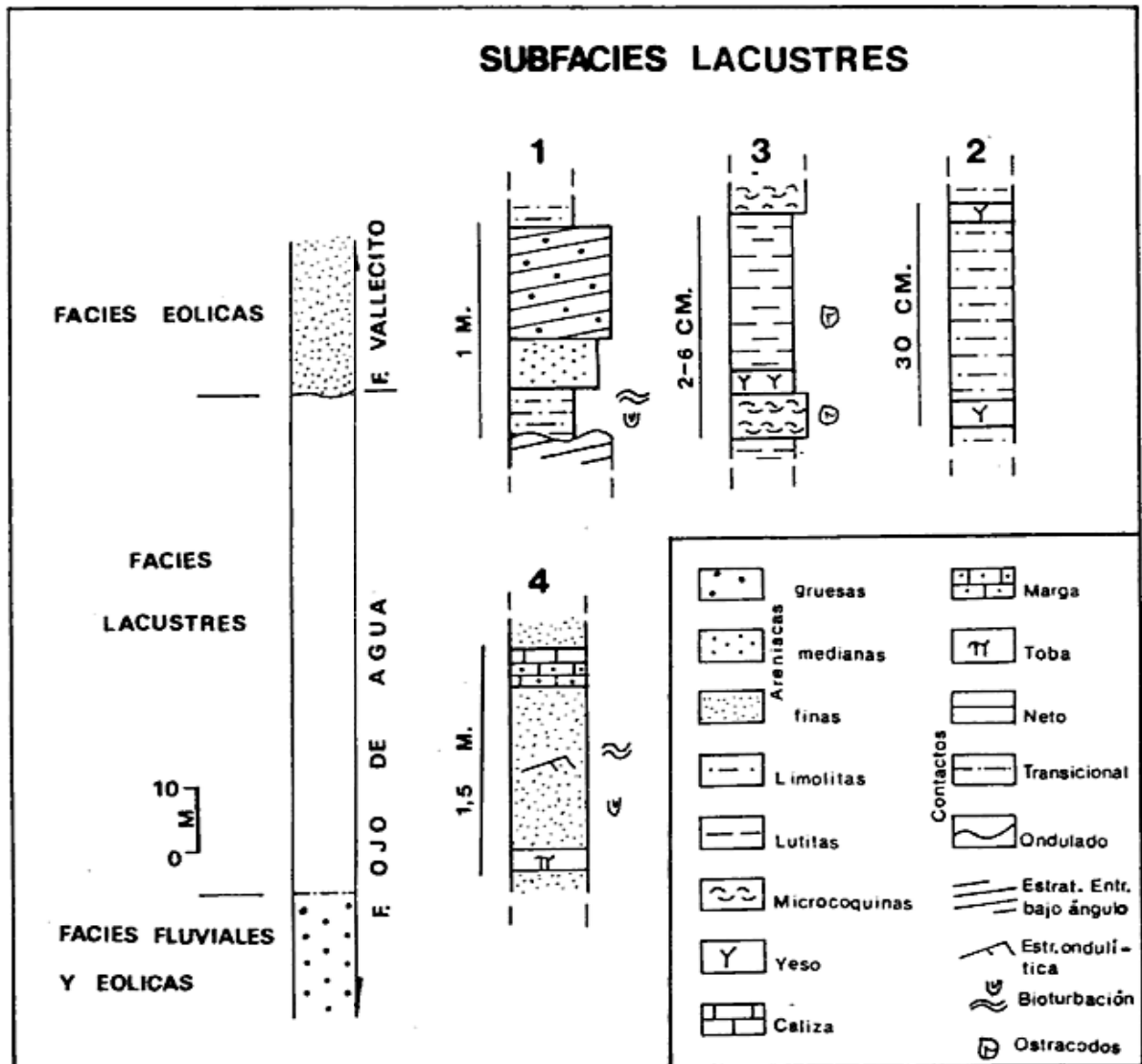


Figura 4.— Características de las subfacies lacustres de la Formación Ojo de Agua.

alta sinuosidad convergentes al centro de la cuenca y que progradaban sobre la costa. Esta posibilidad se apoya fundamentalmente en el ordenamiento estrato y granocreciente de los distintos litosomas, los que definen ciclos que raramente superan el metro de potencia, y en la presencia de estratos entrecruzados formados quizás en el frente de pequeños microdeltas.

La subfacies 3 es muy probable que represente la sedimentación acaecida en los sectores más internos y profundos de la cuenca lacustre, seguramente por debajo de la base del tren de olas. La presencia de arcilitas y limolitas finamente laminadas, su color negro o gris oscuro y su espesor, parecen indicar un episodio lacustre profundo donde la sedimentación del material clástico tuvo lugar por suspensión. La presencia de materia orgánica y la falta de minerales oxidados como hematita (tan común en el resto de la Formación Ojo de Agua) lleva a describir al ambiente como no oxidante y temporalmente hipersalino (recuerdese la presencia de bancos de yeso) (Berner, 1981).

Es interesante analizar detenidamente los pequeños ciclos que se identifican en la subfacies 3 (véase figura 4). Cada ciclo constituye una cupla de bandas claras y oscuras con espesores de pocos centímetros. Las bandas claras comienzan con bancos de "microcoquinas" con espesores de pocos milímetros, constituidos por ostrácodos cementados por yeso, material clástico (arcilla) y carbonático; y culminan con niveles de yeso de 1 a 3 mm de potencia. Las bandas oscuras están representadas principalmente por arcilitas finamente laminadas, negras y que suelen contener ostrácodos. Este tipo de par químico-clástico constituye una variedad de secuencia aloccílica que por sus características puede ser descrita como varves no glaciales originados probablemente por variaciones climáticas anuales (Picard y High, 1981). Al respecto, es importante destacar que Frenguelli (1946) creyó reconocer en los depósitos lacustres del cerro Colorado de la Antigua (unidad también incluida en la sección superior del Grupo Paganzo) verdaderos varves glaciales que con gran probabilidad, por sus características litológicas corresponden al tipo aquí descrito y no indican condiciones frías. Modelos de ordenamiento análogo a las cuplas consideradas fueron analizados detalladamente por Kendall (1979), Picard y High (1980) y Collinson (1978).

En nuestro caso las láminas claras fueron originadas en épocas de mayor evaporación

(probablemente verano-otoño), y consecuentemente coincidiendo con un menor aporte de aguas superficiales a través de los sistemas fluviales convergentes al lago. En estas épocas el cuerpo lacustre seguramente alcanzaba el estado de mayor contracción; la salinidad de las aguas aumentaba hasta llegar al punto de saturación respecto al yeso, la cual resultaba desfavorable para los organismos vivientes. Esto explica la gran concentración de ostrácodos en la base del ciclo químico antes de la precipitación del sulfato de calcio. El material clástico fino fue depositado principalmente en las épocas de mayor expansión (invierno-primavera) coincidiendo con un buen drenaje de las áreas de aporte.

Respecto del tipo y distribución de las sales, éstas están en función de la temperatura, composición, procedencia de las aguas (superficiales y subsuperficiales) convergentes al lago y tamaño del mismo (Kendall, 1979); así como también de la presencia de determinados organismos específicos (Picard y High, 1981). La escasez de calizas puras para el caso estudiado, pese a existir yeso, probablemente se deba a que las aguas de aporte eran más ricas en sulfatos o bien a que durante la precipitación del carbonato existía un aporte clástico todavía importante que condujo a la formación de margas y calizas arenosas. Con todo debe tenerse en cuenta la presencia de delgados niveles de micrita cerca del límite entre las subfacies 3 y 4. Por otro lado los términos superiores evaporíticos (cloruros principalmente) no están presentes, posiblemente debido a que las temperaturas alcanzadas no fueron lo suficientemente altas (y en consecuencia la evaporación). Por su parte, los relevamientos efectuados en la facies lacustre de la Formación Ojo de Agua no permiten precisar con exactitud el patrón de distribución de las sales (véase figura 3). Sin embargo, éstas claramente se han concentrado en los sectores intermedios y profundos, y su persistencia lateral y espesor parece sugerir un diseño concéntrico.

Las sedimentitas de la subfacies 2 son interpretadas como depositadas en los sectores intermedios entre aquellos más cercanos a la costa y los más profundos. Esto es sugerido ya que sus características litofaciales y cromáticas son intermedias entre las otras subfacies. Las pelitas fueron depositadas indudablemente por suspensión, aunque no se descarta que una parte de ellas hayan sido originadas por corrientes de fondo de poca magnitud. Asimismo el color



1



2



3

Foto 1.— Alternancia de niveles silicoclásticos (oscuros) y evaporíticos (claros, principalmente yeso) en la subfacies 3 de la Formación Ojo de Agua. Foto 2: Alternancia de bancos de limolitas y evaporitas (yeso) en la Formación De La Cuesta. Observese en el techo de las pelitas bien desarrolladas, grietas de desecación cubiertas y rellenas por el yeso. Foto 3: Aspecto de los depósitos lacustres de la Formación De La Cuesta. Nótese la fina estratificación y la frecuente presencia de niveles evaporíticos (claros).

rojo de las limolitas muy probablemente indique que la sedimentación tuvo lugar por encima del nivel de oxidación.

La subfacies 4 marca la somerización definitiva del lago, probablemente por aridización del ambiente. Lo dicho parece estar avalado por el ingreso al interior del cuerpo lacustre del sistema de dunas que forma la Formación Vallecito. Esta transgresión de las eolianitas sobre el lago aparentemente se produjo sin que mediara un episodio erosivo ni un prolongado hiato (recuérdese el pasaje concordante, y la falta de superficies de erosión y meteorización en el contacto entre las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito).

FACIES ASOCIADAS A LOS DEPÓSITOS LACUSTRES

Un punto de particular importancia en el estudio de estos depósitos es la naturaleza de las facies que se le asocian, pues su conocimiento permite alcanzar una mayor y mejor comprensión de las características del ambiente deposicional.

En lo que se refiere a los afloramientos de la Formación De La Cuesta se encuentran asociados a areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala (incluidas por Limarino, 1985 en la facies O) y a secuencias de areniscas y pelitas (facies N del mismo autor). Esta asociación de facies se encuentra bien expuesta en todo el Sistema del Famatina y fue designada como "Asociación N1 + O + P", donde P corresponde a los depósitos lacustres aquí estudiados.

Las areniscas de grano fino, con abundantes estructuras entrecruzadas (facies O); han sido interpretadas como de origen eólico y se encuentran bien representadas en varias unidades pérmicas del oeste y noroeste de la República Argentina (Spalletti y Mazzoni, 1972; Spalletti, 1979; Limarino, 1984 y Lirio 1985). Para esta facies Limarino y Spalletti (1985) han propuesto un modelo de sedimentación en el que se considera a estas rocas depositadas en un área desértica incluyendo depósitos de duna, interduna y mantos de arena.

En lo que se refiere a la secuencia de areniscas y pelitas, es una facies de gran desarrollo vertical en la Formación De La Cuesta y representa en su mayor parte depósitos fluviales no encauzados. Sin embargo, parcialmente las areniscas y pelitas pueden corresponder a ciclos

lacustres similares a los aquí descritos, aunque con una participación muy reducida o nula de los términos evaporíticos.

La "asociación N1 + O + P" queda compuesta entonces desde el punto de vista genético por una asociación de eolianitas con depósitos lacustres y con secuencias de areniscas y pelitas de origen fluvio-lacustre.

Las características de las facies asociadas a los depósitos de la Formación Ojo de Agua no difieren de las descritas precedentemente. En efecto, en su base las sedimentitas lacustres se apoyan sobre secuencias de areniscas y pelitas (facies B, Limarino *et al.*, 1987) muy similares a las descritas para la Formación De La Cuesta, aunque incluyendo además varios niveles de areniscas tobáceas.

En su techo, estas rocas son cubiertas concordantemente por areniscas con estratificación entrecruzada de escala gigante referidas por Braccini (1946) al "Grupo de arenas eólicas" e incluidas por Furque (1968) en la Formación Vallecito. La jerarquía y ubicación de esta unidad ha sido últimamente cuestionada (Limarino *et al.*, 1985, López Gamundi *et al.*, 1985 y Limarino *et al.*, 1987) pues probablemente represente sólo una facies de origen eólico dentro de la Formación Ojo de Agua.

En síntesis, existe una marcada tendencia de los depósitos aquí estudiados a asociarse a eolianitas y a secuencias fluviales de baja energía.

DISCUSION

Los ciclos lacustres aquí presentados, se han desarrollado dentro de un contexto paleogeográfico y bajo condiciones paleoclimáticas determinadas, que en nuestro caso y con el auxilio de la información obtenida de la facies asociadas puede ser bosquejado.

En primer lugar estos depósitos no se encuentran vinculados lateral o verticalmente a facies de fanglomerados o a otras evidencias que indiquen un emplazamiento próximo a áreas positivas. Por el contrario es muy posible que su sedimentación haya tenido lugar en regiones distantes a zonas significativamente elevadas, más precisamente en áreas de topografía levemente deprimida dentro de una región de bajo gradiente. En este punto por lo tanto, las secuencias aquí descritas difieren de aquellas comúnmente referidas a "lagos de playa" (*playa lake*), las que por lo general se

forman en áreas de pie de abanicos (o próximas a ellas) y por lo tanto en zonas cercanas a regiones elevadas.

Por otro lado la ubicación relativa dentro de la cuenca que muestran estas rocas (y la del puesto Tres Piedras), tampoco parece sugerir una relación directa entre la proximidad a áreas positivas y la existencia de estos depósitos. En efecto, al menos en el Sistema del Famatina (y probablemente algo similar ocurra en la Precordillera) su formación tuvo lugar hacia fines de la sedimentación pérmica, cuando ya los umbrales intracuencales habían prácticamente desaparecido, quedando sólo como área emergida la sierra del Velazco (véase mapa de reconstrucción paleogeográfica del Sistema del Famatina; Limarino, 1985).

Es opinión de los autores de este trabajo que el origen de las secuencias lacustres estuvo principalmente controlado por el factor paleoclimático. Lo dicho se basa en la naturaleza de las facies asociadas, en la similar posición estratigráfica y en la distribución areal relativamente amplia que muestran las sedimentitas aquí estudiadas. Se supone entonces, que estas rocas se formaron en un intervalo de tiempo similar (que corresponde a las etapas finales de sedimentación del Grupo Paganzo), en un área extendida de la cuenca como respuesta a condiciones semidesérticas o desérticas, antes que a una determinada configuración paleogeográfica. Por lo tanto nuestros depósitos parecen ser mejor descriptos simplemente como "lagos efímeros de áreas desérticas o semidesérticas" antes que como típicos "lagos de playa".

Como se habrá advertido, en este trabajo el área de planicie arenosa (*sand flat*) que circunda al espejo de agua ha sido incluida dentro del sistema lacustre. Ello es así, debido a que la existencia y persistencia en el registro geológico de este subambiente (formado principalmente por la acción fluvial) está sumamente condicionada por cambios en el nivel del lago el que actúa como nivel de base local. Por otro lado, el área de *sand flat* ha sido comúnmente referida al "sistema de lagos de playa" por la mayor parte de los investigadores.

Una comparación de las características de los depósitos permite establecer algunas diferencias entre las dos secuencias lacustres tratadas. En efecto, mientras que la sucesión estudiada de la Formación De La Cuesta incluye tanto sedimentos lacustres (en sentido estricto) como aquellos formados en áreas de planicies arenosas circundantes; la de la Formación Ojo

de Agua se ha desarrollado preferentemente dentro de las márgenes del lago y parece no incluir importantes espesores de depósitos marginales.

Por otro lado, las características analizadas parecen sugerir que la secuencia de la Formación De La Cuesta muestra evidencias de frecuente desecación completa, precedida por períodos de inundación. Esta situación es algo distinta en el caso de la Formación Ojo de Agua, en donde si bien hubo reiterados episodios de expansión y contracción del espejo de agua, no parece haberse llegado a la desecación completa sino hasta el final de la sedimentación lacustre.

En lo relativo a las dimensiones de los lagos, en el caso de los afloramientos del río Miranda (Formación De La Cuesta) a juzgar por el escaso espesor de sedimento acumulado en cada ciclo elemental, por la presencia de diastemas y por las evidencias de periódica desecación completa, es muy probable que la profundidad máxima haya sido muy reducida y que no superara unos pocos metros. En lo que se refiere a la Formación Ojo de Agua, esta situación fue algo distinta, pues aquí en las partes centrales del lago la profundidad parece haber sido mayor, resultado de lo cual persistieron en el fondo condiciones reductoras donde se formaron los niveles de areniscas muy finas verdes y pelitas negras con briznas descriptas en la subfacies 3.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. Luis A. Spalletti la lectura crítica del manuscrito y las valiosas observaciones realizadas.

Este trabajo es una contribución al Proyecto N° 211, Paleozoico superior de Sudamérica.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AZCUY, C. y J. MORELLI, 1970. *Geología de la Comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones.* Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 405-429, Buenos Aires.
- BELLOSI, E. S., G. BOSSI y G. JALFIN, 1984. *Depósitos fluviolacustres de la margen noreste de la cuenca pérmica de Paganzo, Formación La Antigua, La Rioja.* IXº Congr. Geol. Argentino, Actas, V: 230-242, Buenos Aires.

- BERNER, R. A., 1981. *A new geochemical classification of sedimentary environments*. Jour. Sed. Petrol., 51 (2): 359-365, Tulsa.
- BODENBENDER, G., 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. República Argentina. Acad. Nac. de Cienc., Bol. 19 (1): 2-211, Córdoba.
- BOSSI, G. E., R. ANDREIS y R. LEGUIZAMON, 1982. *Algunas consideraciones estratigráficas y paleoambientales sobre las secuencias neopaleozoicas aflorantes en la Cuesta de Huaco y Agua de la Peña (San Juan) y Sierra de Maz (La Rioja)*. Proy. Paleoz. Sup. Am. del Sur y sus límites, Bol. 5, Montevideo.
- BRACACCINI, O., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina*. Bol. Inf. Petrol., Buenos Aires.
- CESARI, S. N. y C. O. LIMARINO, 1984. *Las megaflores de la Formación La Colina, y su significado estratigráfico, Pérmico de la provincia de La Rioja, Argentina*. Bol. Late Paleoz. of South America. Proy. 211 (resumen): 30, Bariloche.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 17 f, Sierra Brava, provincias de La Rioja y Catamarca*. Serv. Geol. Nac., Bol. 171, Buenos Aires.
- COLLINSON, J. D., 1978. *Lakes*. En Reading H. G. (editor). *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scient. Public.: 61-79, Londres.
- de ALBA, E., 1979. *Sistema del Famatina*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Cienc., I: 349-396, Córdoba.
- FRENGUELLI, J., 1946. *Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Mus. La Plata, (N. S.), II, Geol., 18: 313-376, La Plata.
- FURQUE, G., 1968. *Descripción Geológica de la Hoja 17b. Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan)*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. 92, Buenos Aires.
- HANDFORD, C., 1982. *Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a recent continental sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California*. En: Handford, C.; Loucks, G.; Davies, G. (editores) *Depositional and diagenetic spectra of evaporites*. 65-74, Londres.
- , 1982b. *Sedimentology and evaporite genesis in an Holocene continental-sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California*. Sedimentology, 29: 239-253, Oxford.
- HARDIE, L., J. SMOOT y H. EUGSTER, 1978. *Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach*. En: Matter, A. y Tucker, M. (editores). *Modern and Ancient lake sediments*. Spec. Pub. Int. Assoc. Sed., 2: 7-41, Londres.
- HUBERTZ, J. y M. G. HYDE, 1982. *Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sand flat-playa system. Upper Triassic Blomideon red beds. St. Mary's Bay, Nova Scotia*. Jour. Sed. Petrol., 52: 457-474, Tulsa.
- JOPLING, A. V., y R. G. WALKER, 1968. *Morphology and origin of ripple drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts*. Jour. Sed. Petrol., 38: 971-984, Tulsa.
- KENDALL, A., 1979. *Continental and supratidal (sabkha) evaporites*. En: R. G. Walker (Ed.) *Facies models*. Geoscience Canad. Reprint series A: 145-157, Ontario.
- LIMARINO, C. O., 1984. *Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior) provincia de La Rioja*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 58-67, Buenos Aires.
- , 1985. *Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del Grupo Paganzo en el sistema del Famatina*. Fac. Cs. Exac. y Nat., (UBA), Tesis Doctoral, (inéd.), Buenos Aires.
- , H. SESSAREGO, O. CESARI y O. LOPEZ GAMUNDI, 1985. *El perfil de la cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (Hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central*. An. Acad. Nac. Cs. Exact. y Nat., Nº 38: 81-110, Buenos Aires.
- , —, O. LOPEZ GAMUNDI, S. CESARI y P. R. GUTIERREZ, 1987. *Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito, aflorantes en la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 153-167, Buenos Aires.
- LIRIO, J., 1985. *Contribución al conocimiento geológico de la zona del puesto Tres Piedras, Sierra del Famatina, provincia de La Rioja*. Fac. Cs. Ex. y Nat., (UBA), Tesis final Lic. (inéd.), Buenos Aires.
- PICARD, M. y L. HIGH, 1981. *Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits*. En: *Ancient lacustrine deposits*. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Pub.: 233-259, Tulsa.
- SPALLETTI, L. A. y M. MAZZONI, 1972. *Paleocorrientes del Miembro Medio de la Formación Yacimiento Los Reyunos, Sierra Pintada, provincia de Mendoza, República Argentina*. Asoc. Min. Petr. Sed., Rev., III (3-4): 77-90, Buenos Aires.
- , 1979. *Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja*. Acad. Nac. de Cs., Bol. 53 (1-2): 167-202, Córdoba.
- , 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie B, 8: 175, Buenos Aires.
- TUCKER, M. E. y T. P. BURCHETTE, 1977. *Triassic dinosaur foot prints from South Wales*. Paleog. Paleoclim. Paleocol., 22: 195-208, Amsterdam.
- TUNBRIDGE, I. P., 1984. *Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U. K.* Sedimentology, 31: 697-715, Oxford.
- TURNER, J. C. M., 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja)*. Acad. Nac. de Cs., 42: 77-126, Córdoba.
- VISHER, G. S., 1965. *Use of vertical profile in environmental reconstruction*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 49: 41-61, Tulsa.

Recibido: 24 de marzo, 1986
 Aceptado: 22 de diciembre, 1986

CARLOS O. LIMARINO
 HORACIO L. SESSAREGO

Departamento de Ciencias Geológicas
 Universidad de Buenos Aires
 CONICET
 Ciudad Universitaria, Pabellón II
 1428 Buenos Aires.

EL YACIMIENTO MANTIFORME CHORRILLOS (Cu) DE JUJUY, SU GEOLOGIA Y POSIBILIDADES

Hugo G. L. Bassi y Guillermo Rochefort M.

RESUMEN

La mina Chorrillos se emplaza en la transición de sedimentos pelíticos a químicos. El cuerpo geológico que contiene el depósito es un paquete de estructura homoclinal suave con secuencia normal de un horizonte de arcillolita con intercalaciones de cuarcita y arenisca, uno de limolita con intercalación delgada de caliza y un potente banco de caliza en el techo, el conjunto afectado por tres sistemas de fracturas y dos pliegues locales.

El yacimiento está expresado por metalización en ganga cuarzosa alojada en limolita, debajo de caliza, con estructura de manto concordante las más importantes y de vetas discordantes las accesorias.

La mineralización cuprífera primaria es predominantemente calcopirita, pero intensos procesos supergénicos han aportado con carbonato de cobre y abundantes minerales de cementación, tales como calcosina y cuprita entre los más frecuentes.

Hay tres sectores mineralizados, uno esencialmente pirítico que denominados Arroyo Grande y dos cupríferos, Mina Vieja sin perspectivas y el Sector Sur, con buen mineral explotado, discretas posibilidades inmediatas y excelentes perspectivas mediatas, constituido por los núcleos Santa Cruz y Norte.

En el Santa Cruz se encuentra la zona Heredia, en gran parte explotada pero aún con recursos de unas 6600 Tn con 3,0 % Cu. Además las zonas Heredia Norte y Este, propuestas por el presente estudio, con potencialidad del orden de las 60.000 toneladas.

El núcleo Norte es un área no explorada pero con interesantes posibilidades. Determinada geológicamente por concurrencia de controles tectónicos y litológicos y ratificada por una franca anomalía geoquímica, podría representar potencialidad de unas 100.000 Tn.

Se recomienda para el conjunto exploración con calicatas y sondeos a diamantina.

ABSTRACT

Chorrillos mine is located within the transition zone between pelitic and chemical sediments.

The geological unit which contains the deposit has gentle monoclinical structure. It is a normal sequence conformed by a clayey layer with interbedded quartzites and sandstones a limolitic one bearing a thin limestone intercalation and a thick limestone bed at the top. Three fracture systems affecting the sequence and some local flexures were recognized.

The deposit appears as metallization in quartzose gangue emplaced in the limolite, underlying the limestone. The main body shows a conformable structure and the secondary ones are veins.

The cupriferous protore is essentially pyritic but intense, supergenic processes have supplied copper carbonates and abundant cementing minerals such as chalcocite and cuprite.

There are three mineralized sectors. One essentially pyritic which is called Arroyo Grande and another two cupriferous Mina Vieja, with no possibilities and Sector Sur where a good mineral has already been extracted, and where immediate possibilities are discrete and the mediate perspectives are excellent, specially concerning Santa Cruz and Northern ones.

Heredia Zone, within Santa Cruz area, has been intensely exploited but it still has a resources of about 6.600 tn with 3,0 % Cu. Two new ones are postulated by the present investigation, Heredia Este and Heredia Norte, with an estimated potential ore of 60.000 tn.

Northern one is a non explored area but it shows interesting possibilities. It was determined geologically by concurrence of tectonic and lithological controls, and conformed by a marked geochemical anomaly. It might represent a potentiality of 100,000 tn.

An exploration accompanied by trial pits and diamond drillings is advised for the whole deposit.

INTRODUCCION

La mina está ubicada en el departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy, 30 km al norte de la ciudad capital, sobre las últimas estribaciones de la serranía de Tilcara y en la margen izquier-

da del río Grande, frente a la estación Bárcena del Ferrocarril a La Quiaca.

El depósito, descubierto en 1928 con laboreos en el sector Mina Vieja fue abandonado y reactivado en 1962 ante nuevas evidencias en la zona Heredia.

Nuestros trabajos cubrieron 2,5 km² de relevamiento expeditivo 1:10.000, entre las quebradas Chorrillos y Mamaní y levantamiento geológico topográfico 1:1000 de 60 Ha; abarcando las áreas más mineralizadas, complementándolo con detallados mapeos subterráneos. El informe original incluyó 10 gráficos, los que fueron sintetizados en 4 figuras para esta publicación.

Es de destacar que la escasez de afloramientos y el limitado acceso al prácticamente derrumbado laboreo subterráneo han exigido de esta investigación un particular esfuerzo en la reconstrucción estructural la que, combinada con un acabado conocimiento litológico, permitió desentrañar su geología y de esta manera fundamentar sus posibilidades mineras y recomendar exploración.

GEOLOGIA

Generalidades

Rocas del Precámbrico y del Paleozoico inferior constituyen el ambiente geológico de este tramo de la quebrada de Humahuaca.

A la altura de la estación Bárcena el Precámbrico aflora en la margen derecha del río Grande, emergiendo tectónicamente entre depósitos del Cámbrico, Ordovícico y Mesozoico (Rayces, 1969). En la margen izquierda, donde se emplaza la mina Chorrillos domina la "Formación calcáreo-esquistoso-carbonosa" de edad precámbrica (Loss y Giordana, 1952) en la que se insertaría una escama tectónica de rocas cuarcíticas cámbricas (Chomnales, 1977).

En nuestros mapas geológicos, de carácter estrictamente local, nos referimos a unidades e intercalaciones litológicas identificables a escalas grandes y sólo para fines de geología del yacimiento.

Area Chorrillos

El área donde se ubica la mina comprende un paquete de sedimentitas en actitud monoclinial de rumbo noroeste e inclinación 20-30°E, compuesto por una alternancia de limolitas y arcillolitas rojas-verdes con intercalaciones psamíticas y sobre las que se apoya un potente banco de caliza.

En el croquis de la figura 1 se han distinguido cuatro unidades que, de piso a techo son: limolitas y areniscas verdes, arcillolitas-areniscas rojas con intercalaciones de cuarcita, limolita sericítica y caliza.

Las limolitas y areniscas afloran desde el cauce del río Grande (1950 m) hasta aproximadamente la cota 2100 m. Sobre ellas y en secuencia normal, la arcillolita roja se la vé desde la quebrada de Chorrillos hasta la de Mamaní, con espesores del orden de 250 m, presentando intercalaciones de cuarcita, arenisca micácea y limolita. La limolita sericítica cubre concordantemente a la unidad anterior y también aparece todo a lo largo del área; en la quebrada Chorrillos, con intercalaciones delgadas de arcillolita roja, su espesor es de 350 m acuñándose a 100 m hacia el sur donde y a la latitud de la mina Chorrillos, contiene como intercalación un banco delgado de caliza.

Resalta en este panorama el potente banco de caliza superior cuyo engrane con la limolita subyacente es transicional y a menudo esquistoso, acompañado por filones concordantes de cuarzo y limolita carbonosa con abundante pirita en la quebrada Chorrillos, único punto donde el contacto es visible.

La tectónica que caracteriza el área está representada por el sistema noroeste con numerosas fallas observables en la quebrada citada y otro noreste-estenoreste al que se acomoda el drenaje principal del faldeo.

En cuanto a la metalización del área, aparte de la mina misma, se encuentran algunas manifestaciones aisladas. En la quebrada Chorrillos con rumbo noroeste aparece una en el piso de la caliza superior, veta de cuarzo de 0,10 m lenticular con algo de calcopirita y otra en la base de la limolita sericítica, guía de 1 cm con malaquita; además evidencias eluviales de cuarzo con oxidados de cobre, calcopirita y galena.

También en la senda de acceso a la mina Elsa, 60 m al norte de la quebrada Mamaní, un banco de 1,20 m de caliza intercalada muestra calcopirita, siderita y malaquita. Dicha mina es una franja hematítica de rumbo noroeste, vertical, de 8 m de espesor, con bajo tenor en plomo (0,2 %) en el avance exploratorio, alojada en caliza superior, con núcleos esporádicos de cuarzo y galena; fueron explotadas algunas toneladas de acumulación eluvial de tales núcleos.

Mina Chorrillos

Aquí, en general, el faldeo este del río Grande presenta pocos asomos rocosos habiéndose registrado, durante el mapeo a escala 1:1000 de la mina, apenas un 10 % de

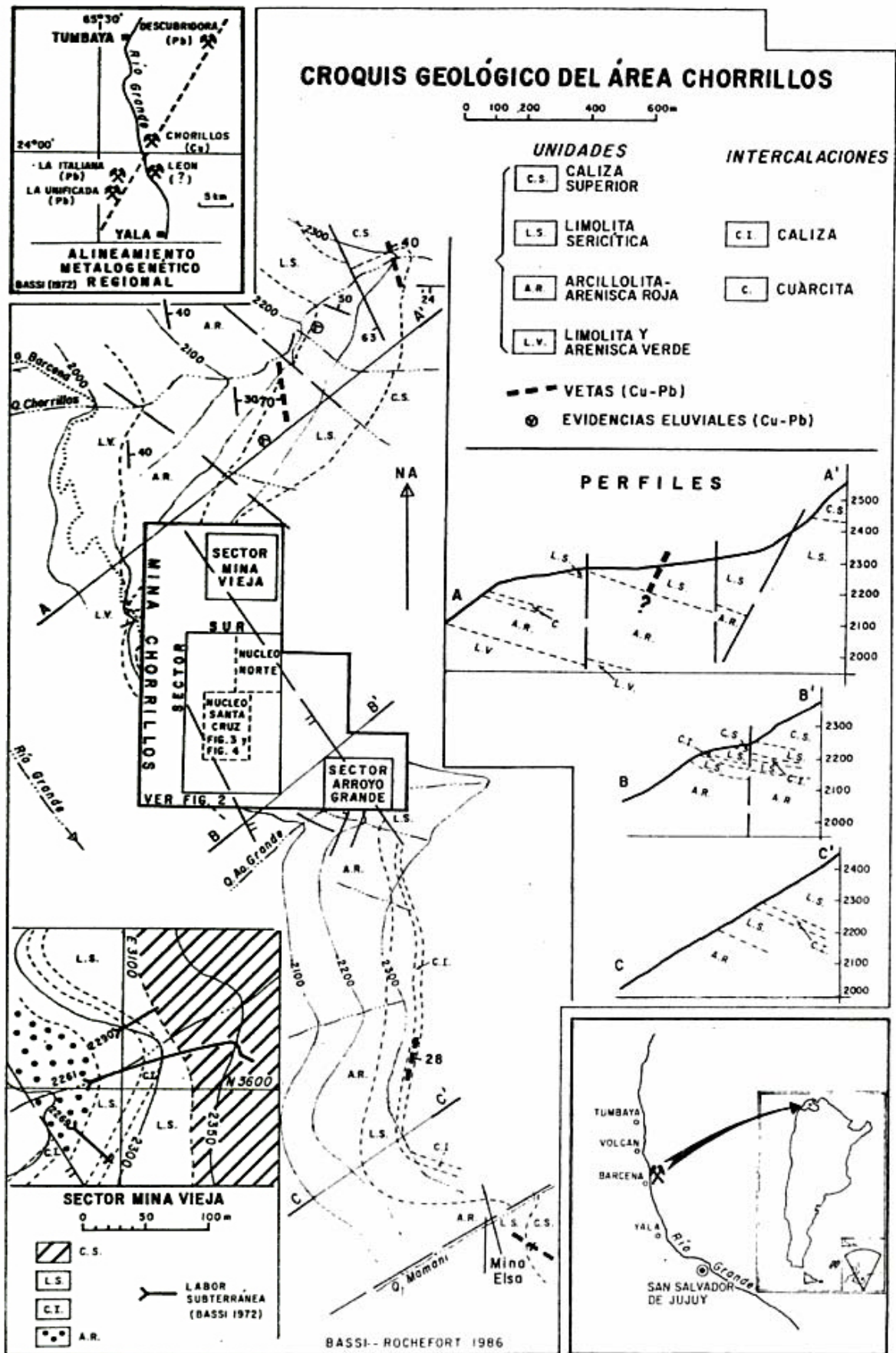


Figura 1.— Croquis geológico del área Chorrillos.

afloramientos para el conjunto y menos en los lugares con mineralización metalífera.

El cuerpo geológico que contiene el yacimiento está conformado por una secuencia de horizontes sedimentarios dispuestos en una estructura homoclinal de rumbo noroeste e inclinación 10°E, afectado por pliegues locales y tectónica de bloques.

Los horizontes, de piso a techo, son arcillolita roja, limolita sericítica y caliza superior, quienes incluyen intercalaciones de limolita sericítica, arenisca micácea y cuarcita para el primero, caliza intercalada el segundo y limolita la caliza superior.

Arcillolita Roja. Aflora con mayor frecuencia, conjuntamente con sus intercalaciones al sur de la mina; hacia el norte lo hace esporádicamente y al llegar a la Mina Vieja solo asoman sus intercalaciones, en especial cuarcita.

No se registró el piso pero el espesor mapeado supera los 150 m; la arenisca micácea intercalada oscila entre 20 y 110 m, esto último cuando incluye la lente de cuarcita la que alcanza un máximo de 80 m de potencia.

La arcillolita roja es una pelita micácea, algo esquistosa, friable. La arenisca micácea, también roja por la hematita incluida, es de textura clástico-arenosa, formada principalmente por cuarzo, y algo de mica y líticos pelíticos, cuarcita dominante es rosada, bien estratificada, 85% de cuarzo con abundantes inclusiones fluidas y extinción ondulosa, en un cemento silíceo que se desarrolla en continuidad óptica con los clastos.

Limolita sericítica. Roca muy friable, aflorando sólo en contados lugares de la mina. Interpretamos a la unidad como un horizonte con espesor de 60 a 80 m en el que se intercala, a los 20 m de su piso, un manto de caliza de unos 10 m de potencia, en cuya base se encuentra la principal metalización conocida del yacimiento.

La limolita sericítica fuera de la mina está prácticamente inalterada; en la quebrada Chorrillos se la vé de color gris verdoso, grano fino, compuesto en un 20 % por cuarzo dispuesto en lentes fragmentados que señalan un plano de foliación primario y un 80 % de sericita recrystalizada y orientada según un clivaje de transposición, oblicuo 70° respecto de la foliación. Ya en el cuerpo geológico del yacimiento, aunque la roca es similar, el clivaje de transposición es menos marcado, con más

cuarzo y mejor recrystalización, disponiéndose en guías sinuosas pero acomodadas tanto a dicho clivaje como a la estratificación y conteniendo abundante limonita. Por último en los sectores mineralizados y en el engrane del piso de la caliza, la limolita presenta características que hacen difícil correlacionarla con la roca original: con el clivaje de transposición prácticamente destruido, aumento notable del cuarzo dispuesto en guías, junto a calcitas, o parches pavimentosos, además de epidoto y frecuentes vetillas de óxidos de hierro.

La caliza intercalada es una roca compacta, gris oscura a negra, compuesta esencialmente por calcita microcristalina con algo de material carbonoso y cuarzo microcristalino. El engranaje con la limolita subyacente se hace con un pasaje a caliza esquistosa (1 m) y limolita carbonosa (1,50 m) sólo observables en el laboreo subterráneo.

La limolita carbonosa tiene textura microbandeada nodulosa, dada por la alternancia de bandas oscuras sericítico-cuarzosas, con abundante material carbonoso y bandas claras compuestas por sericita, cuarzo, calcita y opacos, además de nódulos de piritita y cuarzo; el aporte hidrotermal está también evidenciado por guías de cuarzo y calcita.

En la proximidad de pliegues y fallas dicha limolita se transforma en un limo carbonoso ("barro negro") que tinte profusamente a las rocas circundantes y aparece en diferentes puntos de la estructura, lo que dificulta su interpretación. Abunda en la zona Heredia, viéndose en gran parte del frente de la cantera, ocupando el seno del pliegue que caracteriza a ese núcleo mineralizado y constituyendo alta proporción de la brecha de arrastre. También aparece frecuentemente inyectado como relleno de fracturas, observándose en especial en aquellas asociadas con vertientes.

A menudo en la base de la limolita carbonosa (o limo carbonoso) yace un horizonte de limolita muy blanca ("barro blanco" de los mineros) que al parecer es producto de alteración de la limolita sericítica; ante los efectos tectónicos ambos limos se "inyectan" de manera similar.

Caliza superior. Es un potente banco cuyos afloramientos se prolongan fuera de la mina hacia el este, con espesor seguramente mayor a los 200 m y del que hemos mapeado sólo la parte basal, siempre enmarcada por su aluvio.

Al sureste de la mina y a unos 30 m del piso presenta intercalaciones de limolita.

Un perfil parcial del banco en la quebrada Chorrillos muestra, de piso a techo: 1,50 m de caliza esquistosa, 70 m de caliza con cuarzo detrítico visible macroscópicamente, 70 m de caliza sin cuarzo mesoscópico, 4 m de arenisca silícea con poco cemento calcáreo y 50 m de caliza sin cuarzo visible.

Al microscopio la caliza con cuarzo se la clasifica como cuarcita calcárea, 65 % de cuarzo clástico poco seleccionado; la caliza sin cuarzo visible a la lupa muestra una base de calcita microcristalina y un 15 % de material carbonoso, cuarzo clástico y algo de mica.

En algunas partes de la superficie, especialmente en el sector Mina Vieja, se encuentran trozos de caliza eluvial que provienen del horizonte superior, a menudo cementados por calcita secundaria forman una roca firme y con estratificación acomodada a la pendiente actual del faldeo y donde no es raro observar diaclasas de rumbos similares a las de las rocas primarias, evidenciándose rejuvenecimiento de tectónicas preexistentes.

Estructura. El paquete sedimentario comienza con las arcillolitas rojas, ambiente de borde de cuenca con frecuente lenticularización y cambios bruscos de espesores; continúa con la unidad de limolita sericítica, transicional, con oscilaciones de medio biógeno (limolita carbonosa) a depositación química (caliza intercalada) y terminando con predominio de fondo de cuenca (caliza superior).

En la reconstrucción estructural se ha interpretado la presencia de dos pliegues locales, separados unos 250 m entre sí, con ejes paralelos y de rumbo noroeste. El mejor identificado, gracias al laboreo de la zona Heredia y al que se asocia la metalización conocida, se encuentra al oeste, es asimétrico, plano axial inclinado 45°E, flanco occidental corto (60 m) y abrupto y flanco oriental subhorizontal (véase figura 2, perfil N 3200). El pliegue este, fuera del laboreo y con pocos afloramientos, está apenas insinuado a la derecha del perfil; sería simétrico, flancos inclinados 25°, amplitud 60 m y afectado por dos fallas paralelas al eje.

El sistema de fracturas noroeste está representado por: la falla Vertiente que constituye el borde este de la Franja Oriental de posibilidades (véase figura 2, perfil N 3000), la falla supuesta que bordea al oeste la zona Heredia (véase figura 4) y el conjunto de vetas y guías de cuar-

zo detectadas en el área. El sistema nomoreste identificado: al sur de la mina con las fallas que atraviesan la quebrada arroyo Grande, con la falla que yuxtapone en el distrito rocas del Precámbrico y Cámbrico y finalmente con el alineamiento metalogenético regional. Y el sistema estenoreste expresado por las quebradas afluentes del río Grande.

El análisis estructural nos indica un máximo esfuerzo de rumbo noreste con lo cual las fallas de los sistemas nomoreste y estenoreste serían de cizalla y las noroeste de tensión, sistema este último al que pertenece la totalidad de las vetas y guías de cuarzo hidrotermal. El mismo esfuerzo es aplicable a la resolución de los pliegues.

YACIMIENTO

La metalización cuprífera se desarrolla con frecuencia decreciente en mantos y vetas en ganga de cuarzo y diseminada en limolita carbonosa y limolita sericítica.

Los mantos conocidos se localizan estructuralmente, con una sola excepción, debajo de la caliza intercalada, ya directamente en el piso de ese horizonte o alejándose muy poco de él, o bien en la base de la limolita carbonosa y en el cuerpo de la limolita sericítica. Las vetas tienen posición similar, no profundizan y disminuyen rápidamente de ley a partir del piso de la caliza, roca en la que raramente penetran.

Las leyes de las manifestaciones cuarzosas son muy variables. En general en las vetas los colores cupríferos son modestos, viéndose casi exclusivamente fuera del sector sur. Los mantos del núcleo Heredia, mejor reconocido con laboreo, muestran diferencias en sus contenidos aún en un mismo perfil: así en la cantera el Manto I compuesto por cuarzo blanco, poco fracturado, tiene ley de 1 % Cu mientras que el Manto 2, subyacente, muy fracturado y manchado con óxidos de hierro alcanza valores de casi 4 % Cu.

Al parecer las diferencias de leyes entre vetas y mantos se debe más bien a la ubicación areal de las manifestaciones que a sus diferentes estructuras, correspondiendo los valores altos a los del sector sur y los bajos a Mina Vieja y Arroyo Grande.

La mineralización diseminada en limolita carbonosa se la ha observado en dos pequeñas labores de la quebrada Chorrillos donde hay pirita sin cobre (0,1 %) y en la zona Heredia, junto a abundante pirita fina diseminada se ex-

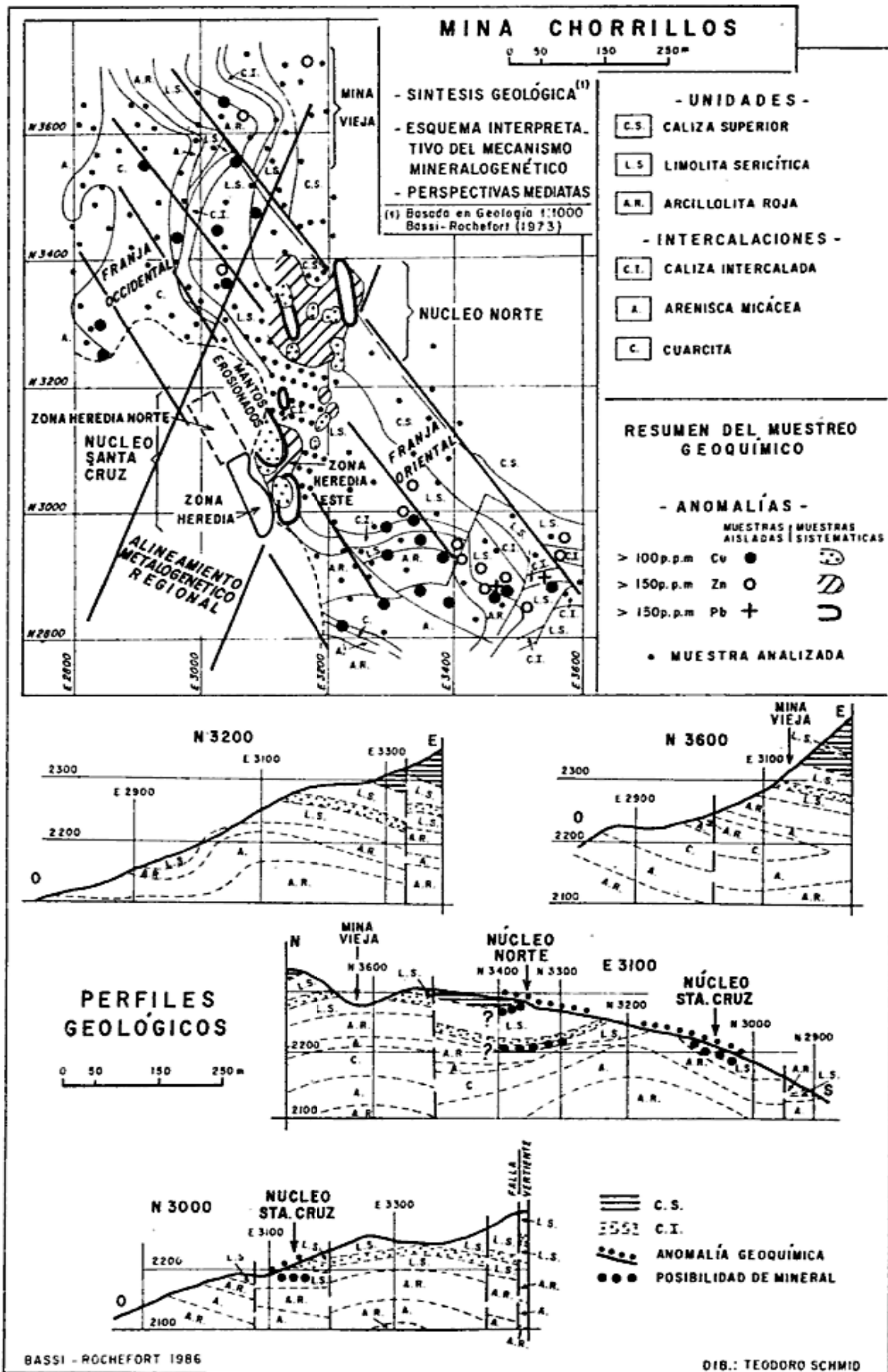


Figura 2.— Geología y perfiles de la mina Chorrillos.

trajeron durante la explotación de la cantera frecuentes trozos de calcopirita.

En la limolita sericítica la metalización fue observada exclusivamente en la quebrada Arroyo Grande como pirita diseminada y en guías finas, dando para un seleccionado del sulfuro 0,1 % Cu y 0,6 % Pb.

A continuación nos referiremos a las características de los diferentes puntos de interés del depósito: sector Mina Vieja y sector Sur. No lo haremos del sector Arroyo Grande por cuanto aunque constituye otra agrupación metálica su mineralización es prácticamente pirítica.

El estudio de estas manifestaciones demandó un mapeo de detalle 1:1000 que incluyó a los tres sectores y que, dadas sus dimensiones, fue suprimido en esta publicación, siendo reemplazado por una síntesis geológica combinada con un esquema interpretativo del mecanismo mineralogénico y un panorama de las posibilidades mineras mediatas (véase figura 2). Además se mapeó a escala 1:500 el sector sur cuyo gráfico, restringido al núcleo Santa Cruz, más una selección de cortes geológicos y un esquema interpretativo de sus posibilidades, se presenta en la figura 4.

Sector Mina Vieja

Su mineralización se ubica en la secuencia limolita sericítica-caliza intercalada.

La labor principal es un cortaveta de 120 m que atraviesa prácticamente en todo su recorrido a la arcillolita roja de piso, penetrando al final en limolita blanca, algo carbonosa donde, según E. Lamberti (com. pers.) habría intersectado una veta de cuarzo pobre.

Otras dos labores ubicadas también en la quebrada y a unos 20 m por sobre la cota del cortaveta, seguramente precursoras de él, reconocen un manto de cuarzo de 0,50 m con poca calcopirita (0,4 % Cu) adosado al piso de la caliza intercalada y una de ellas intersecta una veta de cuarzo con cobre de 2 m de ancho (muestra de 1,10 m, 1,5 % Cu), con marcada lenticularización y quiebres bruscos de su plano.

Es interesante destacar que en este sector se encuentra un manto de cuarzo con cobre emplazado en el piso de la caliza superior, único caso visto en el yacimiento con esa posición geológica, lo que demuestra la no exclusividad de la caliza intercalada en el control de la metalización. Este hecho refuerza las importantes posibilidades potenciales del núcleo norte.

Como vemos las manifestaciones de Mina Vieja muestran escasas posibilidades mineras, encontrándose al margen del mecanismo mineralogénico identificado.

Sector Sur

Este sector comprende los dos núcleos mejor mineralizados del yacimiento, el Santa Cruz, reconocido con laboreo subterráneo y parcialmente explotado y el que denominamos núcleo Norte, surgido del presente estudio como posibilidad de nuevos recursos mineros.

En el Santa Cruz hay dos centros de laboreos uno al sur, el más importante, zona Heredia que cubre aproximadamente una hectárea y tiene más de 750 m de galerías y otro al norte, avance San Ramón, con 50 m de galería formal y numerosas estocadas en superficie, aterradas (véase figura 3).

La mineralización es esencialmente mantiforme y se asocia con el principal pliegue detectado en el paquete sedimentario. San Ramón está en el limbo este y subhorizontal y Heredia en el occidental y en el ápice.

Mediante la precisa ubicación topográfica del conjunto del laboreo, la geología de las escasas galerías aún accesibles, las informaciones verbales del Sr. Heredia (explotador artesanal del depósito) y las referencias de los estudios anteriores sobre los trabajos antiguos, es que se ha logrado la interpretación estructural de esta mineralización mantiforme.

Observando los cortes de la figura 4 vemos que el conjunto de mantos mineralizados se acomoda y refleja la perturbación tectónica de los estratos originales, un pliegue con eje de rumbo noroeste buzante 20° al sur pero que, al norte del núcleo Santa Cruz vuelve a descender, insinuándose una estructura de domo.

Existen dos mantos cuarzosos principales separados 10 m entre sí, y un tercero, apenas observable al sur de la coordenada N 3017. Estos mantos alternan con limolita sericítica y se ubican estratigráficamente entre arenisca roja y la caliza intercalada.

De abajo hacia arriba denominamos a esas estructuras como mantos 1A, el secundario y 1 y 2 los principales. Por sobre el Manto 2 se encuentra una brecha de arrastre, postmineral y producto de acomodación tectónico-gravitatoria.

Esa brecha es una mezcla desordenada de limo carbonoso, fragmentos de caliza y algunos trozos de cuarzo mineralizado y bloques de limolita sericítica ubicados entre la cubierta de

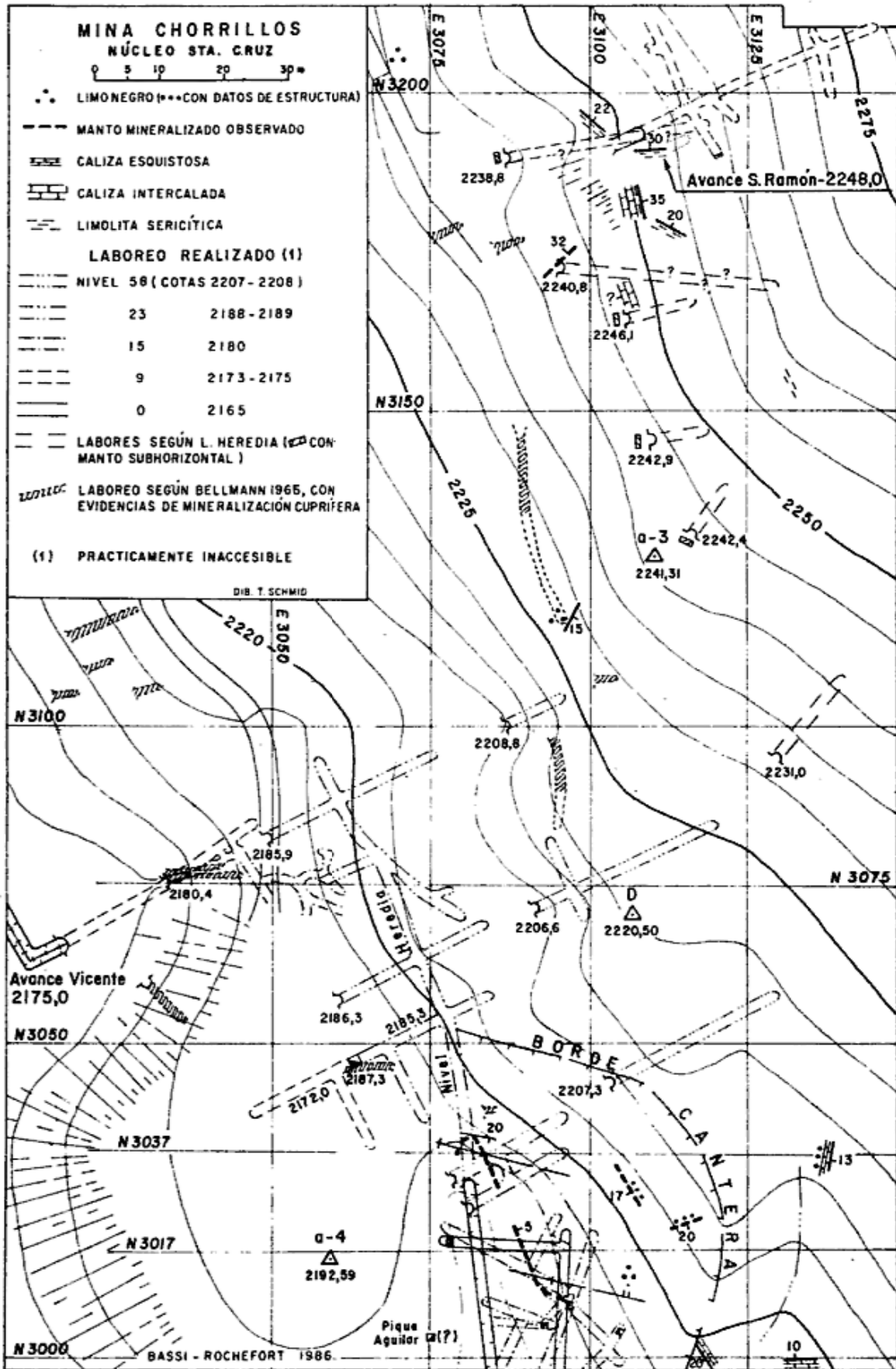


Figura 3.—Plano del yacimiento mina Chorrillos, núcleo Santa Cruz.

caliza y el sustratum limolítico; su espesor en la cantera es de unos 5 m, desconociéndose su continuidad tanto en sentido norte-sur como este-oeste. Antes de contar con el laboreo utilizado en nuestro estudio la brecha fue interpretada como eluvio de una veta aflorante en cotas superiores (Tuttolomondo, 1968); al presente es posible considerarla como originada por movimientos de ajuste postminerales y deslizamientos gravitacionales.

De la brecha desconocemos su ley media; los componentes susceptibles de contener cobre son los trozos de cuarzo y limo carbonoso que conserva restos de calcopirita no oxidada. Para fines ilustrativos estimamos un 15 % los componentes con cobre, a los que asignándoles un 3 % daría para el conjunto una ley media de 0,5 % Cu.

El manto IA se lo reconoció en el laboreo del nivel 2180 en un área reducida, con espesores de 2 m y leyes entre 3 y 4 % Cu.

Del manto 1 tampoco se conocen afloramientos. El avance Heredia se habría desarrollado casi permanentemente en este manto, con cotas oscilantes entre 2183 y 2186 pero ascendiendo bruscamente hacia el norte al entrar en el limbo del pliegue. El avance Vicente, de rumbo transversal al anterior, también lo recorre en un tramo horizontal, pero ascendiendo hacia el este por efectos del mismo pliegue (N 3075). Cincuenta metros al norte volvemos a detectar este manto en la labor inferior de San Ramón pero a cota muy superior (casi 60 m) respecto de Heredia y Vicente. Su mineralización es lenticular, con espesor entre 0,25 y 1 m, constituido por cuarzo fracturado con abundante hematita y malaquita y leyes de 2 a 3 % Cu en Vicente y 4 a 7 % Cu en Heredia (Tuttolomondo, 1968).

El manto 2, separado 5 a 8 m del anterior, infrayace a la caliza intercalada, apareciendo entre dos capas delgadas de limolita carbonosa. Se lo constata de norte a sur en una corrida de 200 m donde debiera aflorar permanentemente pero enmascarado por eluvio sólo se lo percibe en el laboreo minero. Al norte, pero enmascarado por eluvio sólo se lo percibe en el laboreo minero. Al norte, en el avance San Ramón, se lo encuentra en el ala Este subhorizontal del pliegue; con espesor de 1 m y 2 % Cu; es de notar que aquí también se observa diseminación cuprífera en la caliza de techo dando 2 % Cu en una muestra del primer metro del banco. Hacia el sur se lo habría encontrado intermitentemente por unos 100 m de corrida en galerías cortas,

hoy aterradas, seguramente abandonadas por su baja ley. Pero donde mejor se lo exploró fue en la cantera, labor de 60 m de longitud, 10 m de ancho y 25 m de altura que lo reconoció totalmente en el ala oeste abrupta del pliegue (véase figura 4 - N3017); formado allí por dos capas de cuarzo, una inferior (0,70 m) blanco, poco fracturado y pobre y una superior (0,60 m) hematítico, muy fracturado, con 4 % Cu y cubierto por brecha de arrastre.

POSIBILIDADES MINERAS DEL YACIMIENTO

El origen del yacimiento es hidrotermal. El estudio detallado de su mineralización, paragénesis y génesis fue hecho por Chomnales (1977).

Las evidencias de metasomatismo se las registra esencialmente en la limolita sericítica y se las encuentra sólo con cierta intensidad en las proximidades de las manifestaciones mineralizadas.

El mecanismo de mineralización metalífera está dado por la concurrencia de factores litológicos y estructurales locales y un alineamiento mineralogenético regional.

El control litológico se manifiesta en el engrane de las calizas con la limolita subyacente. Este contacto, por una parte orientó la silicificación (vetas y mantos de cuarzo) y por otra actuó a manera de pantalla deteniendo las soluciones ascendentes, obligándolas a distribuirse debajo de él.

El control estructural está representado por los pliegues locales y las fallas noroeste que conforman las franjas de mineralización oriental y occidental.

La franja occidental incluye el laboreo San Ramón y el Heredia fuera de la Cantera; al suroeste está evidenciada por las impregnaciones hematíticas, el área pirítica del arroyo Grande limitada por la falla Vertiente, prolongándose hacia el noroeste por la anomalía geoquímica del núcleo Norte y luego por parte de la Mina Vieja.

El alineamiento mineralogenético de rumbo noreste está indicado por la distribución de los yacimientos de cobre y plomo de la región.

El mecanismo expuesto señala a los núcleos Norte y Santa Cruz como las áreas de mayor interés del distrito.

De los tres sectores de la mina descartamos en cuanto a perspectivas a los de arroyo Grande

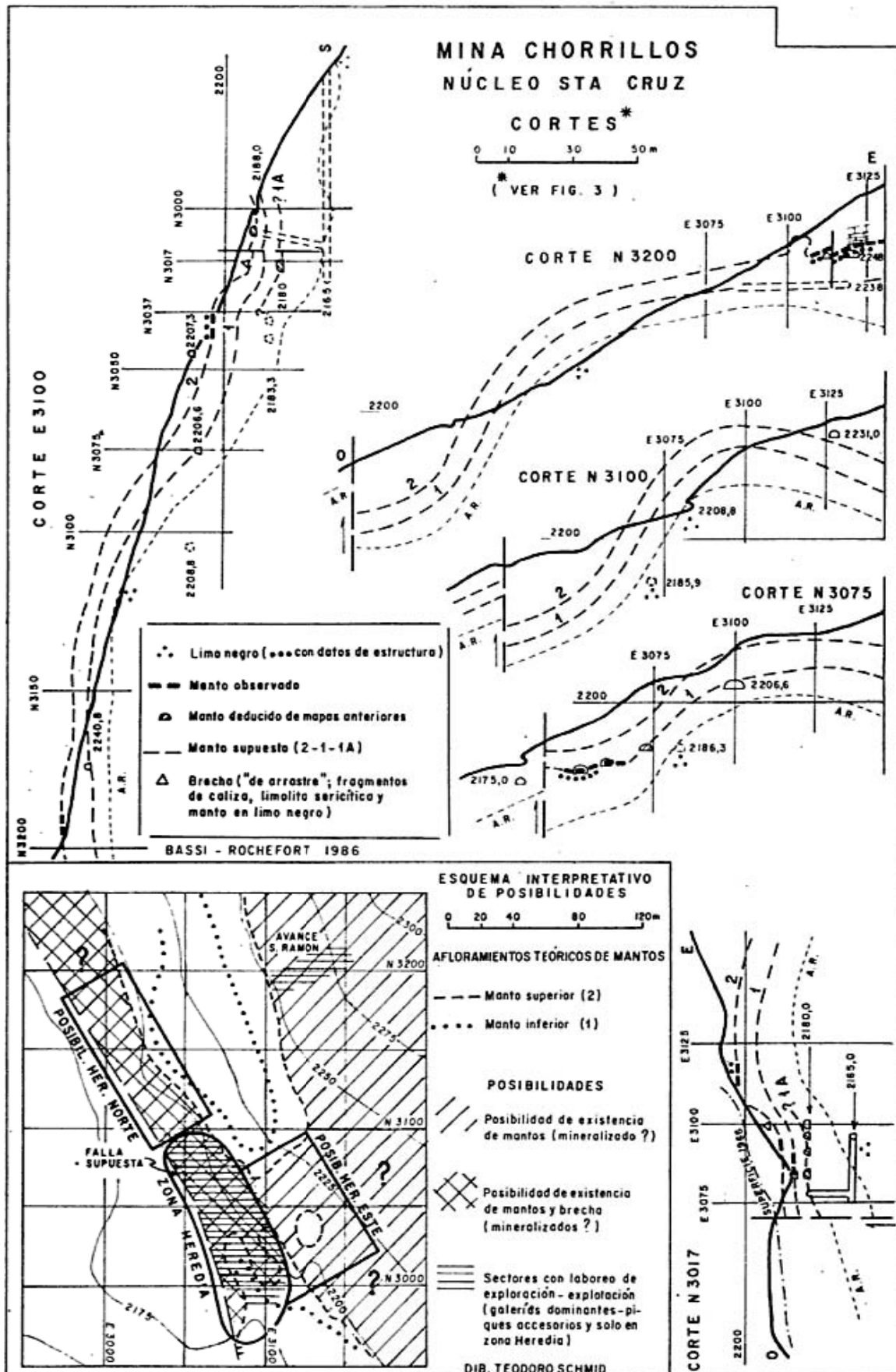


Figura 4.— Cortes estructurales de la mina Chorrillos, núcleo Santa Cruz.

y Mina Vieja. El primero, si bien metalizado, es esencialmente pirítico y muestra sólo vestigios de cobre y plomo. En la Mina Vieja el laboreo reconoce un manto delgado y de baja ley y vetas de cuarzo discontinuas y pobres.

En Santa Cruz la zona Heredia, parcialmente laboreada, contiene las perspectivas inmediatas del depósito y las zonas Heredia Norte y Heredia Este, propuestas por el presente estudio, parte de sus perspectivas mediatas. Recordamos que Heredia está formada por tres mantos y una brecha ocupando un área de 100 m de longitud por 20 m de ancho, los que se desarrollan en un paquete de sedimentitas de 8 m de espesor y sus potencias son de alrededor de 1,50 m cada uno. La explotación ha afectado un 30 % del total de mantos y brechas; del 70 % restante se extrajo el manto 1 y parte de la brecha, por lo que aún resta la totalidad del Manto 2 y eventualmente el Manto 1A. El resumen de estimación de recursos es de unas 6.600 tn con ley del orden de 3 % Cu.

Heredia Norte es la continuación de la anterior en ese rumbo participando también del limbo abrupto del pliegue; estimando 25 m de ancho (35 m según la pendiente) y 100 m de longitud, dos mantos y la brecha, su potencialidad sería del orden de 30.000 tn; esta posibilidad está apoyada por las "labores Bellmann" (1965). Se recomienda verificarla con un programa de pozos sistemáticos.

La zona Heredia Este es la prolongación de Heredia en ese rumbo y se encuentra en el limbo suave del pliegue; está ratificada por los afloramientos del Manto 2 en el borde oriental de la Cantera, la reconstrucción estructural y una anomalía geoquímica. Tal anomalía tiene un ancho de 50 m, que podría ser mayor si el manto no profundizase hacia el Este. Su potencialidad también sería del orden de 30.000 tn. Se recomienda exploración con pozos.

El núcleo Norte está sugerido por la coincidencia del control tectónico del mecanismo mineralogénico (franja Este y alineamiento regional) con una extensa anomalía geoquímica; también por la posibilidad de que, además de la caliza intercalada, se encuentre mineral debajo de la caliza superior, lo que duplicaría sus perspectivas respecto de Heredia, donde ese banco está erosionado.

La anomalía geoquímica, que abarca unos 120 m de diámetro, es predominantemente de cinc, teniendo manchas aisladas por cobre y algunas de plomo, orientadas según el rumbo de la franja. Si la comparamos con la anomalía del sector

sur llama la atención lo bajo de los valores cuproplumbíferos; no obstante la abundancia del eluvio, la distancia vertical de las posibilidades a la superficie y la eventual proximidad a un gran volumen de caliza (poco favorable a la dispersión cuprífera secundaria) justifican tal deficiencia.

Se considera a este núcleo con suficientes perspectivas favorables como para ser explorado. Preliminarmente el objetivo representa potencialidad de unas 100.000 tn. Con el fin de ajustar el conocimiento de la estructura y simultáneamente explorar los probables mantos subyacentes a las calizas se propone una primera etapa de sondeos a diamantina desde superficies y de cuyos resultados dependerá el laboreo exploratorio y de semipreparación.

AGRADECIMIENTOS

A la empresa Cuprífera Argentina por habernos permitido y financiado esta investigación, con oportunidad de transferencia tecnológica a la faz productiva. Al Dr. C. Rinaldi por la lectura del manuscrito y oportunas observaciones y al Sr. T. Schmid por la experta preparación de los gráficos para su publicación.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BASSI, H. G. L., 1972. *Evaluación geológico-minera del yacimiento Chorrillos, Jujuy*. CAMEA, (inéd.), Buenos Aires.
— y ROCHEFORT, G., 1973. *Estudio geológico de la mina Chorrillos*. CAMEA, (inéd.), Buenos Aires.
- BELLMANN, R. N., 1965. *Plano geológico-topográfico de la mina Chorrillos*. Inst. de Geol. y Min., (inéd.), San Salvador de Jujuy.
- CHOMNALES, R., 1977. *Contribución al conocimiento de la génesis del yacimiento de cobre Chorrillos, departamento Tumbaya, provincia de Jujuy*. Inst. Geol. y Min., Rev., (U. N. Tuc.), 2: 41-60, San Salvador de Jujuy.
- LOSS, R. y A. GIORDANA, 1952. *Osservazioni sul Proterozoico di Jujuy*. Soc. Ital. di Scien. Nat., XCI: 141-189, Milano.
- RAYCES, E. C., 1969. *Yacimiento cuprífero Chorrillos, departamento Tumbaya, Jujuy*. IV^o Jorn. Geol. Arg., Actas, I: 485-508, Buenos Aires.
- TUTTOLOMONDO, F. E. V., 1968. *Informe preliminar de las tareas realizadas en la mina Chorrillos*. Direc. Prov. de Min., (inéd.), San Salvador de Jujuy.

Recibido: 24 de marzo, 1986

Aceptado: 9 de noviembre, 1987

HUGO G. L. BASSI

CONICET-CIRGEO
Ramírez de Velasco 847
1414 Buenos Aires

GUILLERMO ROCHEFORT M.

Estudios Geológicos-Mineros
Lyon 124
Santiago de Chile