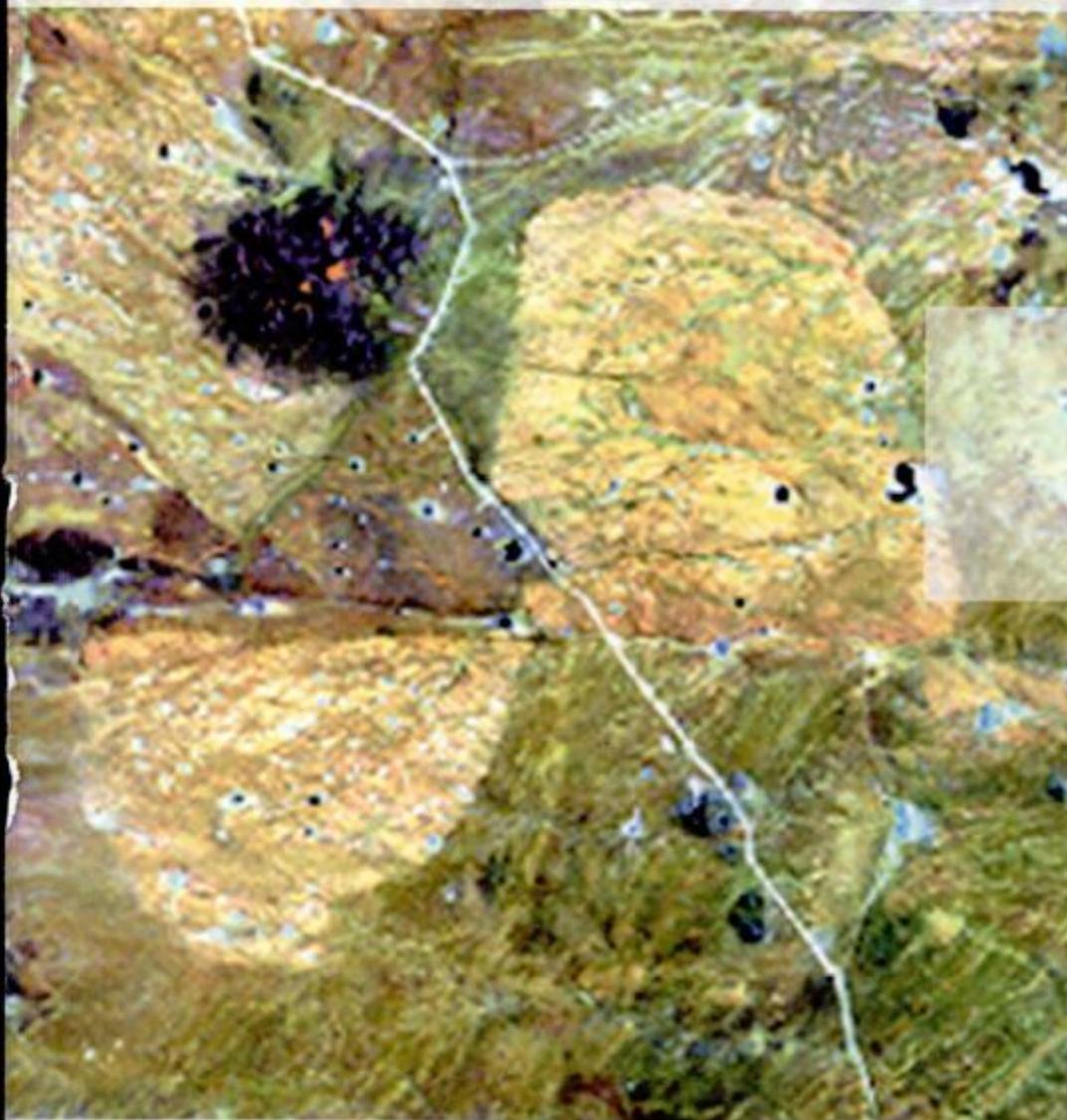


# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 56 N° 1 2001



56 1  
Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

1-128  
Marzo 2001

ISSN  
0004-4822



Buenos Aires  
Argentina

# Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 56, Number 1, March 2001

## CONTENTS

### ARTICLES

- Geomorphology of the Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca area, Jujuy Province  
*P. Tchilinguirian and F. X. Pereyra* 3-15
- Subaqueous Eopalaeozeic volcanism in the Famatina System, north-west Argentina  
*C. E. Cisterna* 16-24
- Stratigraphy and geological evolution of the Sauce Grande river (Quaternary), Buenos Aires Province, Argentina  
*C. Zavala and M. Quattrocchio* 25-37
- The Santa Lucía Basin (Uruguay): a Jurassic-Cretaceous dextral transtensive pull-apart  
*E. A. Rossello, H. de Santa Ana and G. Veroslavsky* 38-50
- Holocene evolution of the coastal plains of eastern Buenos Aires between Samborombón bay and Mar Chiquita lagoon  
*R. A. Violante, G. Parker and J. L. Cavallotto* 51-66
- Rapid changes in Caleta Valdés, Chubut  
*J. O. Codignotto, R. R. Kokot and A. J. A. Monti* 67-72
- Quaternary glaci-fluvial and littoral environments of the Río Chico region, Tierra del Fuego, Argentina  
*G. G. Bujalesky, A. M. Coronato and F. I. Isla* 73-90
- Las Termas uranium deposit, Catamarca, Argentina  
*N. Rubinstein, O. Morello and J. Burgos* 91-98
- Tajo lode, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Characteristic of hydrothermal system  
*M. M. Garrido, E. Domínguez and I. Schalamuk* 99-110
- Marine invertebrates from the Maliman Formation (Lower Carboniferous), and their relations with paleofloristic assemblages, San Juan Province, Argentina  
*N. Sabbatini, C. L. Azcuy and H. A. Carrizo* 111-120

### SHORT NOTE

- The Tertiary units of the Rodeo-Iglesia Basin: validity and correlation of the formational units  
*M. L. Gagliardo, A. T. Caselli, C. O. Limarino, F. Colombo Piñol y A. Tripaldi* 121-125

### ERRATA

[126](#)

### NEW INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

[127](#)

---

### ON THE COVER

---

Satellite view of Calvo Granite, southeast of La Esperanza, cut by the right-lateral Loma Blanca strike-slip fault, Río Negro Province. Cover photograph of Hoja Los Menucos, IGRM-SEGEMAR. Approximate scale: 1:125,000.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: [postmaster@aga.inv.org.ar](mailto:postmaster@aga.inv.org.ar). Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina. *Subscriptions.* Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 100 or US\$ 90 in Argentina (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

# REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 56, NÚMERO 1, MARZO 2001

## CONTENIDO

### ARTÍCULOS

- Geomorfología del sector Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy  
*P. Tchilinguirian y F. X. Pereyra* 3-15
- Volcanismo subácico en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina  
*C. E. Cisterna* 16-24
- Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina  
*C. Zavala y M. Quattrocchio* 25-37
- La cuenca Santa Lucía (Uruguay): un *pull-apart* jurásico-cretácico transtensivo dextral  
*E. A. Rossello, H. de Santa Ana y G. Veroslavsky* 38-50
- Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno  
*R. A. Violante, G. Parker y J. L. Cavallotto* 51-66
- Cambios rápidos en la costa de caleta Valdés, Chubut  
*J. O. Codignotto, R. R. Kokot y A. J. A. Monti* 67-72
- Ambientes glaciales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego, Argentina  
*G. G. Bujalesky, A. M. Coronato y F. I. Isla* 73-90
- El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina  
*N. Rubinstein, O. Morello y J. Burgos* 91-98
- Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal  
*M. M. Garrido, E. Domínguez e I. Schalamuk* 99-110
- Invertebrados marinos de la Formación Malimán (Carbonífero inferior), y su relación con las asociaciones paleoflorísticas. Provincia de San Juan, Argentina  
*N. Sabbatini, C. L. Azcuy y H. A. Carrizo* 111-120

### NOTA BREVE

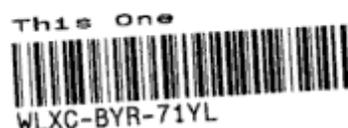
- Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales  
*M. L. Gagliardo, A. T. Caselli, C. O. Limarino, F. Colombo Piñol y A. Tripaldi* 121-125

### ERRATA

126

### NUEVAS INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

127



---

### TAPA

---

Imagen satelital del Granito Calvo al sureste de La Esperanza, seccionado por la falla transcurrente dextral de Loma Blanca, provincia de Río Negro. Foto de tapa de la Hoja Los Menucos del IGRM-SEGEMAR. Escala aproximada: 1:125.000.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.  
*Suscripciones.* El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 100 o US\$ 90 dentro de Argentina (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



## COMISIÓN DIRECTIVA

(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

## Directora

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

## Subcomisión de Publicaciones

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires  
 N. Pezzutti, Servicio Geológico Minero Argentino  
 S. Geuna, Universidad de Buenos Aires

## Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.  
 R. Andreis, Buenos Aires  
 S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires  
 B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy  
 I. Dalziel, University of Texas at Austin, EE.UU.  
 S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata  
 F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile  
 M. Hünicken, CRILAR-CONICET, Anillaco  
 E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata  
 H. Miller, Universität München, Alemania  
 R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán  
 E. Mutti, Universidad de Parma, Italia  
 R. Pankhurst, British Antarctic Survey  
 J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia  
 V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires  
 C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata  
 M. Thomson, British Antarctic Survey

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

**Presidenta:** Lic. Norma E. Pezzutti.**Vicepresidente:** Dr. Carlos M. Urien.**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb.**Tesorerera:** Lic. Susana Valencio.**Vocales titulares:** Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.**Vocales suplentes:** Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.

## ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN

**Titulares:** Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi.**Suplente:** Dr. Augusto P. Calmels.

## Delegados en el interior

**Bahía Blanca:** Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.  
**Catamarca:** Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.  
**Comodoro Rivadavia:** Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia, SEGEMAR.  
**Córdoba:** Dr. Raúl Lira, Universidad Nacional de Córdoba.  
**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.  
**Jujuy:** Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.  
**La Plata:** Dra. Ana María Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.  
**Mar del Plata:** Dr. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.  
**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT.  
**Neuquén:** Lic. Nélide Casali, Universidad Nacional del Comahue.  
**Puerto Madryn:** Lic. Pablo Bouza, CENPAT.  
**Río Cuarto:** Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad Nacional de Río Cuarto.  
**Salta:** Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.  
**San Carlos de Bariloche:** Lic. Gustavo Villarosa, Universidad Nacional del Comahue.  
**San Juan:** Dra. Lucía Ruzycy de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.  
**San Luis:** Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.  
**Santa Rosa:** Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.  
**Tucumán:** Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.  
**Ushuaia:** Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

## Delegados en Buenos Aires

**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Lic. C. Ninci.  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA:** Dr. Alberto Caselli y Lic. Mariana Gagliardo.  
**INGEIS:** Dra. Claudia Armella.  
**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dra. P. Nabel y Dr. J.P. Spikermann.  
**Subsecretaría de Minería:** Dr. D. Rubiolo y Lic. Mariela Etcheverría.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Dr. Roberto Violante.  
**REPSOL-YPF S.A.:** Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

## Delegados en el exterior

**Brasil:** Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.  
 Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.  
**Chile:** Dr. E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.  
**Paraguay:** Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

# Geomorfología del sector Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy

Pablo TCHILINGUIRIAN<sup>1</sup> y Fernando X. PEREYRA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>IGRM-SEGEMAR, Avda. Roca 657, piso 8, sector 8, Buenos Aires

<sup>2</sup>Dpto. de Cs. Geológicas, FCEyN-Universidad de Buenos Aires, C. Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.  
E-mail: fxp@gl.fcen.uba.ar

**RESUMEN.** Se estudian las características geomorfológicas en el sector comprendido entre Salinas Grandes y la Quebrada de Humahuaca (23°-24°S y 65°-66°O) en la provincia de Jujuy. Las geoformas reconocidas se deben principalmente al accionar del proceso fluvial y, en menor medida a la remoción en masa y el proceso eólico. En zonas más altas, por encima de los 4.500 m, se han reconocido geoformas glaciarias, como morenas y valles glaciarios y formas criogénicas. También se analiza específicamente las relaciones existentes entre la evolución geomorfológica regional y el ambiente tectónico y la dinámica evolutiva del mismo. Asimismo, se han considerado los aspectos derivados de las oscilaciones climáticas regionales y su impacto en la geomorfología. Las condiciones climáticas y estructurales muestran gran variabilidad espacial y temporal, por lo que la zona considerada es particularmente interesante a la hora de examinar sus interrelaciones en la evolución del paisaje.

**Palabras clave:** Geomorfología, Salinas Grandes, Quebrada de Humahuaca, Evolución del paisaje

**ABSTRACT.** *Geomorphology of the Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca area, Jujuy Province.* Landforms in the area between Salinas Grandes and Quebrada de Humahuaca (23°-24°S and 65°-66°W), Jujuy Province, are related to fluvial process and, to a lesser extent, also to mass wasting and aeolian process. In higher zones, above 4500 m, moraines and other glacial features, such as moraines, glacial valleys and cryogenic structures are also evident. The relationships between regional geomorphological evolution, the tectonic environment and the dynamic evolution of the latter were a particular focus of study, likewise the impact of regional climatic oscillations on geomorphological development. The climatic and structural conditions show a great variation for which reason, the area is particularly interesting for examining their interrelationships in the process of landscape evolution.

**Key words:** Landscape features, Salinas Grandes, Quebrada de Humahuaca, Landscape evolution

## Introducción

El objetivo de la presente contribución es caracterizar la geomorfología del sector comprendido entre los paralelos 23° y 24°S y los meridianos 65° y 66°O, en la provincia de Jujuy (Fig. 1). Particularmente, se abordan las relaciones existentes entre la evolución geomórfica regional, el ambiente tectónico y los estilos estructurales de la misma. Asimismo, se integra la evolución del relieve de la zona estudiada con las variaciones climáticas regionales. La región exhibe un marcado gradiente climático, desde condiciones de extrema aridez al oeste a condiciones de mayores precipitaciones hacia el este, gradiente que se verifica también en sentido norte-sur, si bien con menor intensidad. Asimismo, este importante gradiente sufrió variaciones en el tiempo, por lo que sectores extremadamente secos en la actualidad se encontraron bajo condiciones climáticas de mayor humedad, particularmente durante las Fases Minchin y Tauca (Geyth *et al.* 1998; Sylvestre *et al.* 1999). Es común, por lo tanto, encontrar geoformas relicticas, heredadas de condiciones pasadas. A

la variabilidad espacial y temporal de las condiciones climáticas, se le suma una equivalente, sino aún más importante en lo referente al estilo estructural, a la evolución tectónica regional y la migración del frente de corrimientos hacia el este, debido a los diferentes pulsos de la Orogenia Andina.

## Marco geológico-estructural regional

Desde el punto de vista geológico-estructural, la zona estudiada se encuentra comprendida en la Provincia Geológica de Cordillera Oriental, pasando hacia el oeste a la Provincia Geológica de la Puna. Componiendo las altas serranías, de rumbos submeridianos, afloran principalmente metamorfitas y sedimentitas de la Formación Puncoviscana, de edad precámbrica, y del Grupo Santa Victoria, de edad ordovícica. Intercalados con estas unidades, en las láminas de corrimientos, aparecen sedimentitas cretácicas hasta paleocenas agrupadas en el Grupo Salta. Finalmente, se observan conglomerados, areniscas y ar-



Figura 1: Mapa de ubicación.

gilitas del Grupo Pastos Grandes y de las Formaciones Maimará y Uquía, fundamentalmente del Mioceno superior-Plioceno. Hacia el oeste de la zona estudiada, en la sierra de Aguilar y al sur de la quebrada de Yacoraite, se ubican cuerpos graníticos jurásicos-cretácicos (Rubiolo 1998; González 1998).

Desde el punto de vista estructural, la zona estudiada está comprendida dentro de una faja plegada y corrida de retroarco, de rumbo norte-sur formada a raíz de los diferentes pulsos tectónicos debidos a la Orogenia Andina. La típica configuración de una faja plegada y corrida, consistente en una serie de láminas de corrimiento con vergencia al este se ha comenzado a desarrollar a partir del Mioceno (Alonso *et al.* 1984; Salfity *et al.* 1984a). Resultado de esta estructuración es un paisaje de montañas en bloque, en el cual grandes cordones montañosos se destacan de depresiones alargadas en sentido submeridional. Según Rodríguez Fernández *et al.* (1997), la estructura de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas corresponde a una faja plegada y corrida de antepaís, en la que la superficie de despegue se sitúa en el basamento precámbrico en la Cordillera Oriental y en la cobertura paleozoica-mesozoica en las Sierras Subandinas. Las fallas principales son lítricas, con rampas, dispuestas en láminas apiladas, retrocorrimientos y abanicos imbricados. Un aspecto importante es la existencia de fallas inversas con vergencia occidental asociadas a los corrimientos principales de vergencia oriental. Tal es el caso de la estructura que margina por el oeste a la sierra Alta, el que puede ser interpretado

como un retrocorrimiento. Pueden reconocerse dos láminas principales, una occidental, coincidente con la sierra Alta y una oriental, al este de la quebrada de Humahuaca. A su vez estas láminas principales tienen láminas menores con igual vergencia o inversa. Las fallas con vergencia oriental son dominantes e implican mayores acortamientos. El mecanismo de propagación de fallas es hacia el este por lo que las más jóvenes se encuentran en el extremo oriental de las Sierras Subandinas, si bien existen importantes estructuras fuera de secuencia, como por ejemplo en la misma quebrada del río Grande. Estas últimas se habrían producido durante el Plioceno y el Pleistoceno, ya que afectan las litologías más jóvenes (Rodríguez Fernández *et al.* 1997; Rubiolo *et al.* 1999).

Además de la dominante estructuración andina, son muy importantes las estructuras transversales. Estas estructuras preexistentes, generalmente tienen rumbo NNO y SSO y afectan a todas las litologías precámbricas y paleozoicas. Como resultado de la fuerte compresión de las señaladas fases orogénicas, estas estructuras experimentaron reactivaciones con importante componente de rumbo ejerciendo control sobre la extensión de las diferentes cuencas alargadas. La presencia de fallas normales ha sido citada frecuentemente en la literatura (Cortés *et al.* 1987; Bianucci *et al.* 1987, entre otros). Generalmente este fallamiento distensivo se encuentra vinculado a retrocorrimientos que se vuelven frecuentes en el frente occidental de la sierra Alta. Cronológicamente, la formación de la faja plegada y corrida habría comenzado entre los 17 y los 14 Ma (Marret 1990; Vandervoort *et al.* 1995), con un período de aceleración de la convergencia de las placas a partir de los 10 Ma. La estructuración habría continuado hasta los 4 Ma, con la presencia de nuevos eventos entre los 3 y 2 Ma y reactivación de fallas a escala local alrededor de 1 Ma. En este último lapso se ubica la formación de las estructuras fuera de secuencia (Rodríguez Fernández *et al.* 1997). Finalmente, en numerosos sectores se observan evidencias de actividad neotectónica, como por ejemplo en todo el flanco occidental de la depresión Guayatayoc-Salinas Grandes.

### Procesos geomórficos y características del relieve

La región corresponde a un ambiente tectónico de faja plegada y corrida cuya expresión morfológica se materializa en la presencia de depresiones estructurales y cordones montañosos. En el área de estudio se reconocen seis sectores principales: depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes, depresión de Aguilar, valle del río Grande (Quebrada de Humahuaca), sierra de Aguilar, sierras Alta-Chañi y sierras de Tilcara-Alfarcito. La depresión de Guayatayoc-Salinas

Grandes se localiza al oeste y su formación se vincula al ascenso tectónico de la sierras localizadas al oeste, fuera de la zona de estudio. El desarrollo de la depresión habría comenzado a partir del Mioceno y con un relleno característico de un ambiente de bajada y de playas y salinas en su parte distal (Irgazábal 1991). Como resultado del avance del frente de corrimiento hacia el oriente y ante la ocurrencia de nuevos eventos compresivos se produjo el ascenso de la sierra Alta encerrando totalmente la región y originando una bajada, de menor extensión, en el margen oriental de la depresión.

La depresión de Aguilar, se localiza al noroeste de la zona de estudio e hidrográficamente corresponde a la cuenca alta del río Yacoraite. Limita al oeste con la sierra de Aguilar y al este con la sierra Alta; se extiende 20 km en dirección E-O y se encuentra entre los 3.600 a 4.000 m de altura. El ascenso de ambos cordones resultó en la formación de un ambiente de bajada con drenaje parcialmente endorreico, tal como se evidencia por la presencia de antiguos depósitos limo-arenosos de playas. El drenaje de esta cuenca se conectó con posterioridad a la Cuenca del Plata, al integrarse la misma con la del río Grande.

El valle del río Grande corresponde a un valle tectónico de tipo longitudinal, controlado por un corrimiento mayor de rumbo aproximadamente submeridiano. A favor de esta estructura se generaron una serie de depresiones cerradas alineadas, las cuales fueron posteriormente integrándose. Destacan dos segmentos bien diferenciados, uno al sur, entre El Volcán y El Perchel con características típicas de un valle longitudinal, y otro al norte de El Perchel, denominado depresión de Coctaca-Humahuaca-Huacalera, donde el valle se ensancha a consecuencia de la estructuración oblicua a la estructura regional submeridiana. Esta depresión muestra evidencias de haber constituido una cuenca cerrada: presencia de materiales sedimentarios finos en el depocentro de la cuenca. En la figura 2 se distinguen las principales unidades geomórficas reconocidas.

### *Geoformas y depósitos debidos a la acción fluvial*

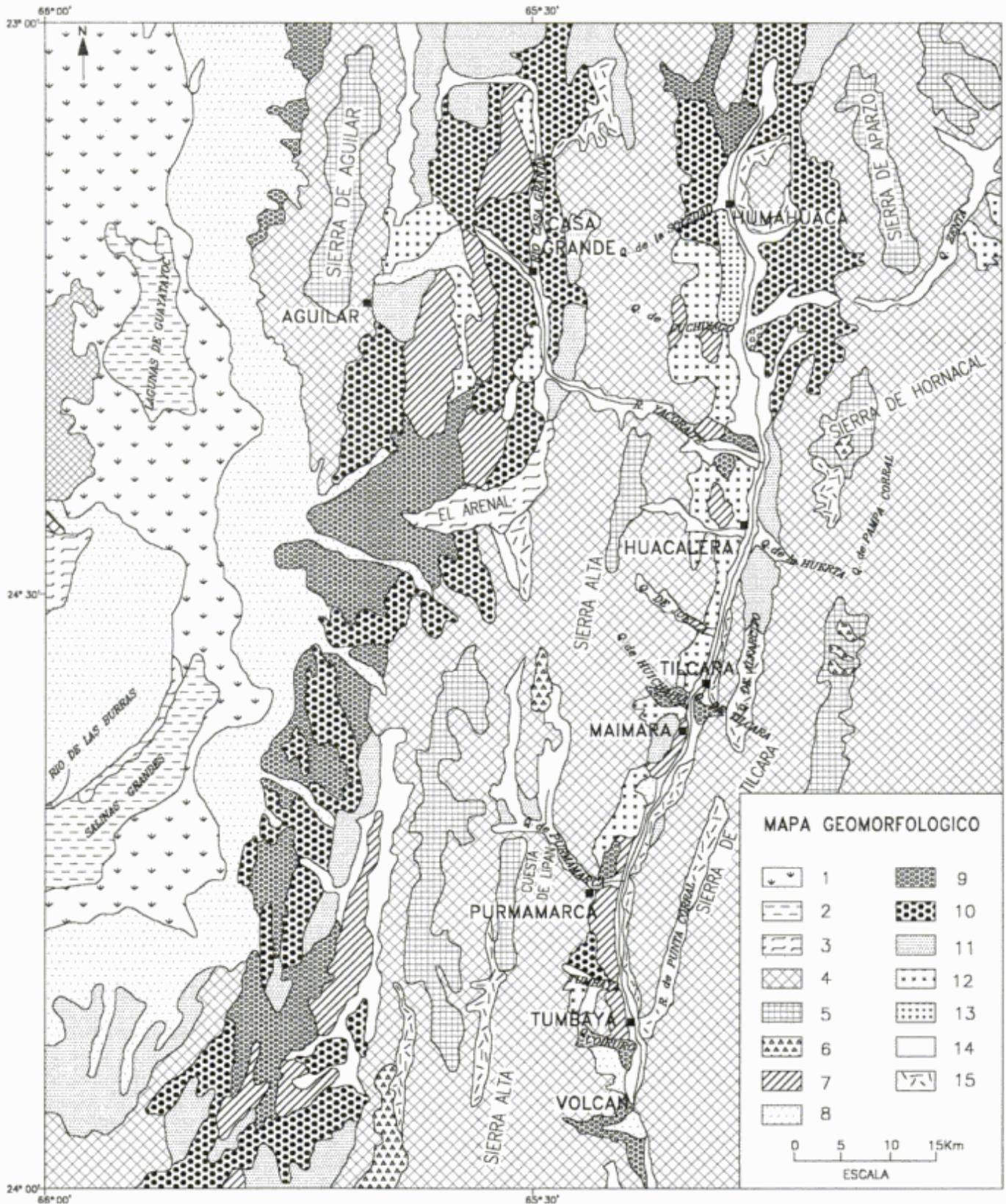
Los valles de la zona estudiada, según su relación con la estructura, pueden ser agrupados en dos tipos: *a)* transversales a la estructura, ya sea por antecedencia o por integración de cuencas (por capturas por erosión retrocedente) y *b)* paralelos a la estructura (longitudinales o de rumbo). Los valles transversales presentan una orientación casi este-oeste, destacándose los valles de Purmamarca, Yacoraite y Huichaira, mientras que los valles subsecuentes son de orientación norte-sur. Estos últimos coinciden con las depresiones formadas a causa de los corrimientos o

con las escamas tectónicas donde afloran o afloraron las sedimentitas poco resistentes del Cámbrico, Cretácico y Terciario.

El valle longitudinal de la quebrada de Humahuaca se extiende desde Uqufa hasta El Volcán y es transversalmente asimétrico. El trazado del río Grande posee una dirección submeridiana en un recorrido de 45 km y se recuesta sobre la margen oriental en todo su recorrido. Ello es debido a que el principal levantamiento y aporte sedimentario se ubica y procede de la margen occidental, donde se encuentra el frente de corrimiento más activo de la sierra Alta.

Las terrazas y abanicos aterrazados se observan mejor sobre ambas márgenes de las desembocaduras de los principales ríos tributarios del río Grande: Purmamarca, Huichaira, Juella y Yacoraite. Se identificaron cuatro niveles de terraza, donde la Terraza I corresponde a una terraza de acumulación primaria (*fill top*) más antigua y elevada. Dada la escala de representación de la figura 2, no es posible distinguir en la misma a los cuatro niveles aludidos. Los depósitos de la Terraza I se apoyan generalmente en discordancia angular sobre las unidades precámbricas, ordovícicas y cretácicas-terciarias. El espesor de la unidad varía de acuerdo a la morfología previa del valle, con mayores potencias (150 m) en el eje y menores hacia el lateral del valle (30 m). Sus depósitos están integrados mayoritariamente por conglomerados gruesos que se intercalan con areniscas conglomerádicas. Los clastos de los conglomerados presentan diámetros medios de 50 a 100 cm, son subangulosos y provienen predominantemente de las rocas paleozoicas y precámbricas que afloran a lo largo de toda la cuenca. En la desembocadura de la quebrada de Coiruro, el depósito de la Terraza I se interdigita con depósitos limo-arenosos generados por antiguos endicamientos producidos por los abanicos aluviales de los ríos Coiruro y Tumbaya. Las principales características de la Terraza I se reconocen al oeste de la confluencia de los arroyos Chuqui Camata y quebrada de Purmamarca. Sobre su superficie se desarrollan suelos de tipo Paleargides petrocálcicos (secuencia de horizontes: A1, IIB2ca, IIB3ca, IIK), los cuales son antiguos suelos con horizontes argílicos y petrocálcicos formados bajo condiciones climáticas diferentes a las actuales, básicamente más húmedas, necesarias para que se formen horizontes argílicos.

Los depósitos de la Terraza II poseen un espesor que no supera los 5-10 metros. Este depósito se apoya sobre los sedimentos de la Terraza I, constituyendo probablemente una terraza de corte y relleno. Generalmente está cubierta por los depósitos coluviales de antiguos conos de deyección y taludes provenientes de las laderas inmediatas. El nivel de la Terraza II es la que presenta la mayor extensión areal de las terrazas observables en la región. Los sectores en los cuales se encuentra mejor representada se



**Figura 2:** Mapa geomorfológico. 1. Playas salinas, 2. Lagunas, 3. Campos de dunas, 4. Relieve poligenético en sectores serranos degradado, 5. Relieve poligenético en sectores serranos, 6. Relieve glaciario, 7. Relieve de degradación en sedimentitas terciarias, 8. Niveles de bajadas y abanicos aluviales actuales (N.A.P. III), 9. Niveles de bajadas y abanicos aluviales intermedios (N.A.P. II), 10. Niveles de bajadas y abanicos aluviales antiguos (N.A.P. I), 11. Nivel de agradación pedemontano Cuaternario inferior, 12. Pedimentos antiguos, 13. Pedimentos modernos, 14. Terrazas y planicies aluviales, 15. Valles con dominante coluvio.

localizan en la confluencia del arroyo Purmamarca con el arroyo de la Estancia Grande y a la salida de la quebrada de Purmamarca. En esta terraza también se reconocen antiguos suelos con horizontes argílicos y petrocálcicos que presentan menor desarrollo pedogenético que los de la Terraza I. El nivel de Terraza II presenta un desnivel respecto al piso del valle que varía a lo largo de la cuenca de drenaje, desde 80 m en la baja cuenca a menos de 5-10 m en la cuenca alta (por ejemplo en Uqúfa o en Portillo en la Cuesta de Lipán).

En la quebrada de Humahuaca y en la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes pueden diferenciarse varias generaciones de abanicos aluviales y bajadas. En la primera, los abanicos aluviales antiguos, actualmente inactivos, se localizan en las desembocaduras de las quebradas del arroyo Coiruro (al sur de Tumbaya) y del arroyo Huasamayo (en Tilcara) desarrollados sobre las terrazas más antiguas (Terrazas I y II). Los abanicos intermedios, también inactivos, cubren las terrazas más modernas y abanicos aterrizados (Terrazas III y IV). En las figuras 3 y 4 se observan, esquemáticamente representadas, las relaciones existentes entre los diferentes niveles de terrazas, abanicos aluviales y conos de deyección en la zona de la quebrada de Purmamarca y quebrada de Humahuaca.

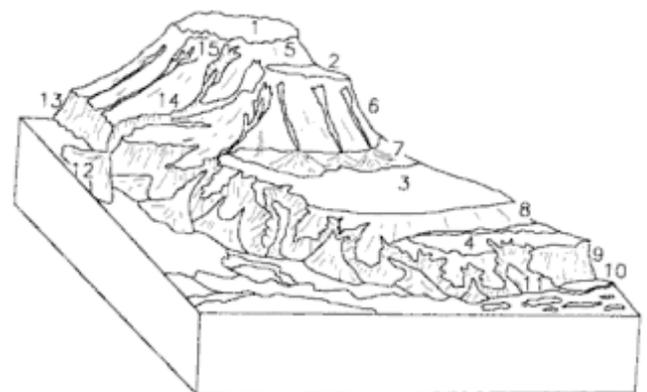
Los depósitos del abanico del río Coiruro se encuentran a la salida de la quebrada homónima. Los depósitos conglomerádicos presentan entre 100 y 150 m de espesor. Contienen clastos entre 0,4 a 0,7 m de diámetro y una estratificación grosera. Aguas arriba de dicho depósito y ocupando parte del valle de la margen derecha del río Grande (entre 1 km al norte y 2 km al sur de la quebrada de Tumbaya), se observan 20 a 50 m sedimentos de composición limo-arcillosos y limo-arenosos con yeso, de origen lacustre. Dichos depósitos guardan un contacto neto con los depósitos del abanico del Coiruro y se apoyan e interdigitan con la sección inferior de los depósitos de la Terraza I del río Grande. Actualmente el depósito lacustre está disectado y ocupa un remanente de 50 a 40 m de altura con respecto al actual piso del valle. La génesis de estos depósitos sería resultado de un antiguo endicamiento del río Grande producido por el abanico aluvial del arroyo Coiruro.

El abanico aluvial de Tilcara (correspondiente al nivel intermedio) se encuentra inmediatamente al sur de la localidad homónima. En planta, el abanico ocupa 16 km<sup>2</sup> con ápice en la depresión de Alfarcito y se proyecta hacia el oeste, donde se ubica el río Grande, produciendo una inflexión en la dirección de este último. Actualmente el antiguo abanico es inactivo y el depósito que lo integra presenta entre 100 a 150 m de espesor, compuesto por conglomerados, con clastos provenientes de las rocas aflorantes en la depresión de Alfarcito. También se reconocen

varios niveles de erosión originados por ciclos de rejuvenecimiento fluvial (incisión), donde el más elevado se sitúa a 150 m de altura y el más reciente a 30 m de altura con respecto al río Grande.

Una probable génesis de este abanico en relación al fenómeno de integración de cuencas por erosión retrocedente, de la cuenca de la depresión de Alfarcito con la cuenca del río Grande podría explicar las características geomorfológicas observadas en este sector. La integración fue propiciada por la diferencia de relieve disponible ya que la depresión de Alfarcito se encuentra a más de 500 m por encima del río Grande, el cual se ubica a sólo 5 km al oeste. El relleno sedimentario de la depresión de Alfarcito corresponde a una antigua bajada aluvial con aportes provenientes del sector oriental y de composición cenoglomerádica de 50 a 120 m de espesor que colmató la depresión existente estableciendo una conexión con un nivel de base más bajo (río Grande). Actualmente, a consecuencia de la integración de cuencas el área de la depresión muestra una activa disección.

Otros abanicos aluviales que cubren la Terraza I y II se observan en la quebrada de Purmamarca, especialmente en la margen derecha del valle y a lo largo de la margen izquierda de la quebrada de Humahuaca entre Perchel y la quebrada de Tumbaya. Son inactivos, se localizan entre 80 a 110 m de altura con respecto al cauce actual del río y presentan depósitos con espesores que varían entre 50 m (lateral del valle) a menos de 1 m (en su parte distal). Los antiguos abanicos de la quebrada de Purmamarca son evidencia del relleno de los fondos planos de valle



**Figura 3:** Bloque esquemático del valle del río Grande y quebrada de Purmamarca. Referencias: 1. Planicie estructural; 2. Terraza estructural; 3. Terraza I; 4. Terraza II; 5. Pendientes entre la planicie estructural y la terraza estructural; 6. Pendientes entre la superficie de la terraza estructural y la superficie de la terraza I; 7. Abanicos aluviales recientes sobre la superficie de la terraza I; 8. Pendientes entre los niveles de terraza I y II; 9. Pendientes entre los niveles de terraza II y III; 10. Terraza III; 11. Taludes y conos de deyección; 12. Abanicos aluviales recientes sobre planicie aluvial del río Purmamarca; 13. Pendientes disectadas por rejuvenecimiento fluvial; 14. Cárcavas actuales; 15. Cárcavas antiguas.

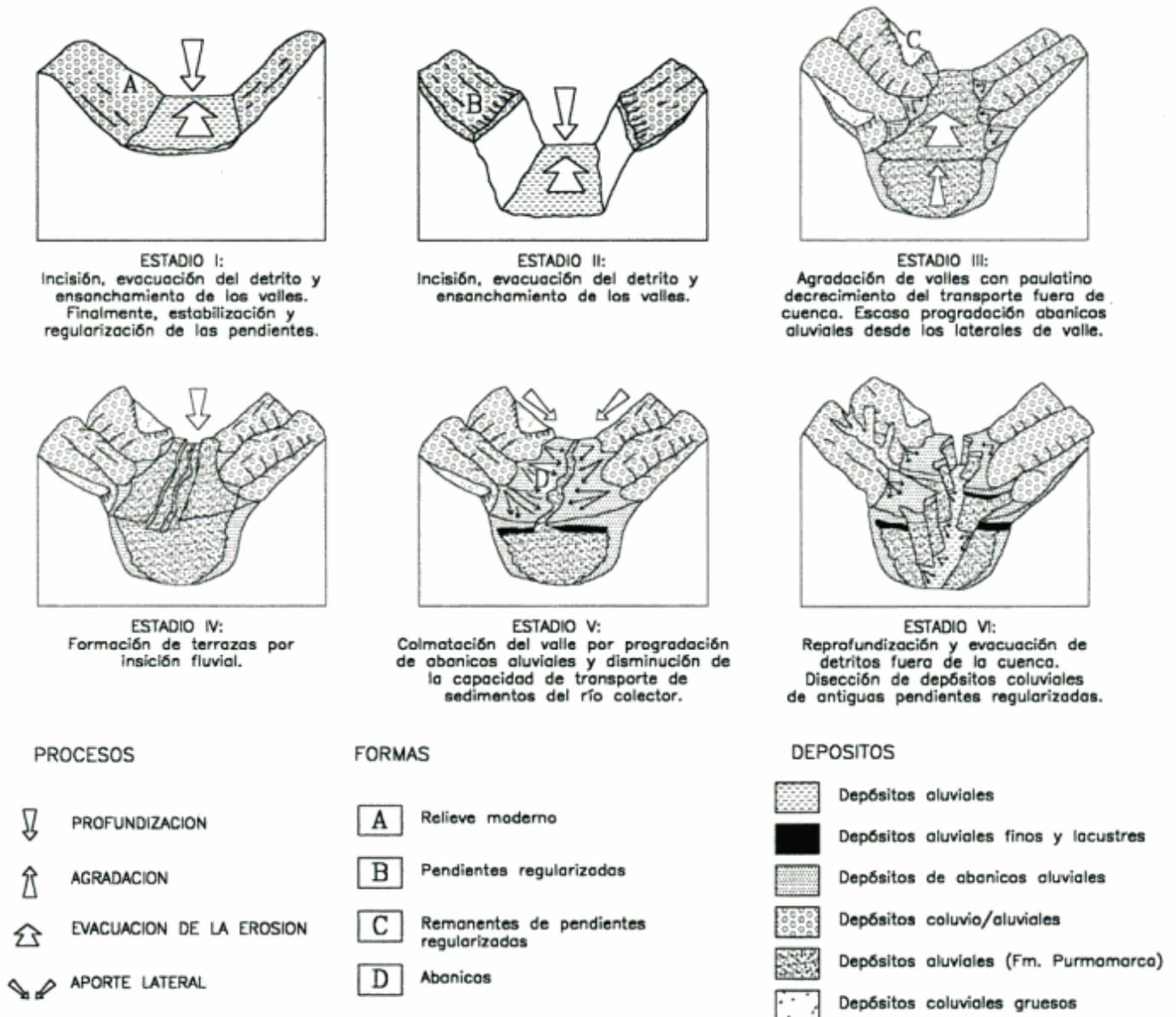


Figura 4: Evolución geomorfológica de la quebrada de Purmamarca.

por «aluvionamiento», con predominio de procesos de remoción en masa (flujos densos), con material aportado de los laterales del valle y valles tributarios. La etapa final de este relleno conformó un fondo de valle colmatado. Este proceso de colmatación habría tenido lugar cuando el sistema fluvial troncal (río Grande) carecía de la suficiente energía de transporte para evacuar todo el material aportado por las pendientes y relieves aledaños. Esta situación pudo haberse debido a que el perfil de equilibrio del sistema fluvial troncal no se había alcanzado totalmente, a que los cursos presentaban bajos caudales (cambios climáticos) o a que el aporte de material de las laderas era muy grande, debido a la existencia de procesos que originaban gran cantidad de detritos

(crioclastismo, procesos glaciogénicos y criogénicos). Con posterioridad habría tenido lugar la profunda disección de los depósitos de los abanicos aluviales debido a episodios de rejuvenecimiento fluvial. Sin embargo cabe destacar que la erosión retrocedente no ha alcanzado a afectar la totalidad de las cuencas hidrográficas, ya que actualmente existen zonas donde los depósitos de los abanicos aluviales se han preservado, como en la cuenca alta de la quebrada de Purmamarca, como por ejemplo, en las quebradas de la Sepultura de Estancia Grande.

Los abanicos aluviales actuales, junto con las planicies aluviales de los principales cursos fluviales de la región, son las geoformas más activas dentro de la zona de estudio. En la quebrada del río Gran-

de aparecen en la desembocadura de las quebradas afluentes y su acumulación se debe principalmente a flujos densos. Sobre la superficie de los abanicos son comunes los albardones debidos a los flujos de detritos (*debris flows*), tal como se observan al oeste de la localidad de Maimará. En el tramo del valle del río Grande, entre esta última localidad y Tumbaya se reconocen numerosos abanicos aluviales procedentes del lateral oriental del valle que han progradado sobre las terrazas bajas del río Grande; éstas se preservan sobre el lateral occidental de la misma. Esos abanicos muestran claras evidencias del predominio de la remoción en masa y un muy alto grado de actividad geomórfica. Dentro de la región estudiada se destaca el sector del abanico de El Volcán, localizado en el extremo sur de la zona estudiada (Harrington 1945; Chayle y Agüero 1987; González Dfáz *et al.* 1991), por lo que no será descrito en particular. En este sector se han individualizado dos niveles de abanicos. El alto grado de actividad geomórfica pasada de estos abanicos puede constatare a partir de la existencia de evidencias de endicamiento del valle del río Grande, tal como se comprueba en las cercanías del pueblo de Volcán.

#### *Geoformas y depósitos pedemontanos en las depresiones de Guayatayoc-Salinas Grandes y Humahuaca-Huacalera*

La depresión Guayatayoc-Salinas Grandes puede ser subdividida en dos sectores que poseen características distintivas. En el sector norte, se localiza la depresión de Aguilar, la cual se encuentra rellena por depósitos de las bajadas de las sierras de Aguilar y Alta, las que muestran diferencias en cuanto a edad y extensión. La bajada de la sierra de Aguilar presenta pendiente al este y es más extensa que la bajada de la sierra Alta con inclinación al oeste, factor relacionado principalmente con las características estructurales y litológicas de las respectivas sierras. En este sector han sido diferenciados tres niveles de agradación pedemontana, denominados I, II y III en orden decreciente de antigüedad. Los niveles más antiguos de bajada se observan en la sierra de Aguilar, atestiguando la mayor antigüedad del levantamiento de dicho frente montañoso con respecto al de la sierra Alta, la que se encuentra mucho menos disectada por la acción fluvial y con un frente menos sinuoso. El Nivel de Agradación Pedemontana I, adosado a la sierra de Aguilar, actualmente no conserva su morfología primaria y debido a la fuerte disección fluvial ha desarrollado un relieve de *badlands*. Está afectado por neotectónica y parcialmente deformado.

El Nivel de Agradación Pedemontana II constituye la mayor parte del relleno de la depresión y con-

serva mejor su morfología al sur de la localidad de Aguilar y al pie de la sierra Alta. Actualmente dicha bajada es afuncional y se encuentra disectada en ambos márgenes de la cuenca del arroyo Yacoraite y sus tributarios desarrollando paisajes de *badlands* (como en el paraje de Casa Grande). Los depósitos de esta bajada no están deformados, presentan entre 80 a 70 m de espesor y ahogaron todo el relieve preexistente, salvo las resistentes rocas calcáreas del Cretácico que sobresalen en forma de montes-islas (crestas homoclinales). Están constituidos en el sector proximal por conglomerados que provienen básicamente de la sierra de Aguilar. Hacia el centro de la depresión los depósitos pasan a facies de arenas y limos de playa («barreal») como consecuencia de la colmatación previa de una cuenca endorreica o parcialmente cerrada. Actualmente la depresión ha sido integrada a la cuenca del río Grande, probablemente mediante la captura realizada por el río Yacoraite. El nivel II se encuentra a 80 a 100 m de altura con respecto al lecho de los cauces actuales. La bajada de edad más reciente (Nivel de Agradación Pedemontana III) posee mayor desarrollo areal en la zona de la confluencia de los arroyos Yacoraite y Casa Grande. Presentan inclinaciones y direcciones hacia la zona de captura, en contraposición con el nivel más antiguo (Nivel II) con drenaje hacia la antigua playa. Dicho nivel también es afuncional y en la zona de captura se halla con un desnivel de 30 a 40 m con respecto al lecho actual del río Yacoraite.

El sector centro-sur del flanco serrano occidental de la región, es el que presenta mejor expresadas características propias de un ambiente de agradación pedemontano. En el mismo, se han reconocido tres niveles de bajadas que drenan hacia dos grandes playas salinas: laguna de Guayatayoc (110 km<sup>2</sup>) y Salinas Grandes (210 km<sup>2</sup>), ambas ligeramente por debajo de los 3.400 m: el Nivel de Agradación Pedemontana I, la más antigua; el Nivel de Agradación Pedemontana II, correspondiente a una bajada de edad y altura intermedia y el Nivel de Agradación Pedemontana III correspondiente a la bajada actual, más joven y de menor altura, en forma análoga al sector considerado previamente. Los dos niveles más antiguos están afectados por fallas (neotectónica) y se encuentran parcialmente deformados. El nivel III ha progradado sobre el ambiente de playa salina. En la zona de transición entre ambos se han desarrollado campos de dunas. El Nivel III presenta abanicos aluviales aterrizados, degradación que podría indicar la existencia de un pulso tectónico reciente, tal como lo evidencian la deformación neotectónica en los sedimentos de la bajada distal del nivel II (por ejemplo en la localidad de Tres Morros) o un cambio climático que haya implicado una variación en la energía del sistema fluvial. Esta última propuesta estaría evidenciada por las antiguas paleocostas de las salinas mencionadas, probablemente relacionadas con

las fases climáticas Minchin y Tauca. Hacia la zona noroccidental del sector estudiado, sobre el flanco occidental de la sierra de Aguilar, sólo se reconocen dos niveles de agradación asimilables al nivel más joven (III) antes señalado y remanentes aislados del nivel intermedio (II) del segmento central. No se observan remanentes del nivel I.

Finalmente, en diferentes tramos de ambos sectores, han sido observados remanentes de un nivel de agradación pedemontano probablemente más antiguo, compuesto por potentes bancos de conglomerados con intercalaciones más finas. Se encuentran afectados por tectonismo, cabalgando en algunos casos sobre los sedimentos pre-orogénicos terciarios. Si bien su morfología no se ha preservado, sus acumulaciones han sido distinguidos como Nivel de Agradación Pedemontana del Cuaternario inferior. Aparecen en cotas cercanas a los 4.200 m y sus mejores exposiciones se observan en ambos extremos (norte y sur) de la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes.

La depresión de Humahuaca-Huacalera constituye el segmento norte de la quebrada del río Grande. En ella se reconocen niveles de agradación pedemontana provenientes de las sierras Alta y de Aparzo. La bajada más antigua (niveles I y II) se localiza en los contrafuertes orientales de la sierra Alta, inmediatamente al oeste de la localidad de Humahuaca y al norte y al sur de la quebrada de Yacoraite. La bajada es afuncional y actualmente se encuentra ascendida de 400 a 500 m por los corrimientos orientales de la sierra Alta. Está levemente disectada por lo que aún se reconoce su morfología primaria. Su superficie inclina al ENE. El depósito es de naturaleza cenoglomerádica, presenta un espesor de 20 a 150 m y cubre una superficie de erosión desarrollada sobre las rocas del Terciario pre-orogénico, Mesozoico, Paleozoico y Precámbrico. Los clastos son de composición granítica y metamórfica, con aportes graníticos provenientes del stock del Granito Calabozos, ubicado a 8 km al suroeste. Este depósito conformaba un antiguo piedemonte que se desarrollaba al oriente de la sierra Alta, desde el cerro Alto las Minas (donde aflora el Granito Calabozos) hasta un poco al norte de la localidad de Humahuaca. La orientación de la superficie de la bajada no coincide con el drenaje actual regional (hacia el sur) lo que evidenciaría la presencia de una antigua cuenca cerrada en la depresión analizada.

#### *Relieve de degradación de sedimentitas terciarias y niveles de pedimentos*

Los afloramientos de edad terciaria se encuentran ubicados en las depresiones morfoestructurales mencionadas. Están integrados por conglomerados aluviales (Formación Uqufa) o conglomerados con are-

niscas y limolitas (Formación Maimará) que corresponden a ambientes de bajadas y playas. Se encuentran intensamente fallados y deformados. La acción erosiva fluvial ha dado como resultado paisajes característicos identificables en distintos sectores de la región, conformando relieves de *badlands*. Los relieves del tipo *badlands* tienen su mejor expresión morfológica entre Tilcara y Maimará, donde se puede observar que las pendientes más elevadas de los *badlands* se encuentran regularizadas por un depósito coluvial con desarrollo de Calcides (A1, Ck). También se han reconocido en sectores de la depresión de Aguilar y en la zona de Piedras Blancas y cerro Colorado, en el extremo sudoeste de la zona estudiada. En algunos sectores los depósitos cuaternarios antiguos también han desarrollado un paisaje de *badlands* como respuesta a la erosión fluvial.

Otra forma conspicua son los pedimentos. Están ampliamente distribuidos tanto en la zona de Humahuaca-Huacalera como en la depresión de Aguilar. Asimismo se han observado pedimentos en la quebrada de Huichaira y en las proximidades de la desembocadura de la quebrada de Purmamarca. Los pedimentos son formas esencialmente poligenéticas labradas durante períodos de calma tectónica, bajo condiciones climáticas de aridez (Summerfield 1992). En la región estudiada están exclusivamente labrados en las sedimentitas terciarias. En la depresión de Humahuaca-Huacalera se han diferenciado dos niveles de pedimentos, localizados por encima de los 3.200 m, los cuales a su vez se encuentran afectados por fallas (neotectónica). El nivel superior, y por ende el más antiguo, está parcialmente cubierto por depósitos de abanicos aluviales, generando geformas asimilables a «pedimentos agradados» (*fan topped pediments*). En las nacientes de la quebrada de Cianza y en el arroyo Zenta, en el sector nororiental de la zona estudiada y en cotas superiores a los 3.700 m, también hay pedimentos.

En la quebrada de Huichaira también se ha observado un nivel de pedimento a cotas cercanas a los 2.700 metros. En líneas generales, en todo el ámbito de la quebrada de Humahuaca se ha constatado que los pedimentos están en franco proceso de degradación. Se hallan generalmente «colgados», o sea que se han desarrollado respondiendo a niveles de base diferentes a los actuales (topográficamente más altos). Es posible que los niveles de pedimentos se hayan labrado con anterioridad al último evento tectónico importante (Pleistoceno), al cual le siguió una generalizada degradación fluvial debido al descenso del nivel de base (río Grande). En la depresión de Aguilar se reconocen dos niveles de pedimentos. En ambos casos se encuentran parcialmente cubiertos. En la zona de la quebrada Piscuno están cubiertos por materiales arenosos eólicos (Irgazábal y Rivelli 1996).

### Relieve poligenético en los sectores serranos

Los cordones montañosos coinciden con la presencia de bloques formados por fallas inversas y corrimientos de orientación meridiana que se encuentran disectados por la acción fluvial y afectados parcialmente por la acción glaciaria, periglaciaria y de remoción en masa. Incluyen a las serranías agrupadas en tres conjuntos principales, de oeste a este, sierra de Aguilar, sierra Alta (que se continúa al sur por la sierra de Chani) y sierra de Tilcara-cordón de Alfarcito. Los sectores cumbrales de los interfluvios coinciden con el afloramiento de litologías más resistentes a la erosión (areniscas silíceas cámbricas y precámbricas). Al oeste de la quebrada de Humahuaca los sectores cumbrales están compuestos por remanentes de antiguas planicies estructurales y de antiguas superficies de erosión regional, actualmente dislocadas a diferentes alturas a causa de la Orogenia Andina, los que se localizan generalmente por encima de los 4.500 metros. Las cabeceras de los valles fluviales poseen características morfológicas que evidencian un estado de desarrollo «senil». Estos sectores presentan un relieve más suave, con laderas de menores pendientes y potente cobertura detrítica. Actualmente se encuentran sometidos a un «rejuvenecimiento».

Las planicies estructurales ubicadas entre las quebradas de Sepultura y Estancia Grande coinciden con afloramientos de cuarcitas cámbricas subhorizontales debido a la presencia de charnelas sinclinales muy abiertas. En las cumbres de la sierra Alta y en la cuesta de Lipán estas planicies coinciden con la presencia de flancos de anticlinales tumbados que fueron originados por sobrecorrimientos andinos. Conforman relieves levemente inclinados (cuestas) u horizontales, con algunos resaltes debidos a la presencia de estratos más resistentes.

En las laderas del ambiente serrano los mantos detríticos conforman taludes y se pueden diferenciar varias generaciones de ellos (hasta 5), donde los más recientes se desarrollan a expensas de los más antiguos que se ubican a mayor cota. Los taludes más antiguos suelen presentar desarrollo edáfico de horizontes cámbicos y cálcicos, que junto a su regularización, implica cierta antigüedad y estabilidad. Actualmente la cobertura detrítica se encuentra en proceso de degradación mediante la formación de profundos surcos de erosión y remoción en masa (deslizamientos y conos de talud) relacionados a epiciclos de «rejuvenecimiento» fluvial. Estos fenómenos se observan preferentemente en la parte inferior de los faldeos de las cuencas bajas. El gran aporte originado por la erosión de estos sedimentos, junto con las elevadas pendientes son dos factores importantes en la formación de numerosos *debris flows* durante las intensas y localizadas lluvias estivales.

### Geoformas debidas a los procesos glaciario y criogénico

Las glaciaciones, en la región estudiada, alcanzaron escasa representación areal, situación motivada principalmente por la existencia de un clima árido a semiárido durante la mayor parte del Cenozoico tardío. De todas formas, las fluctuaciones climáticas globales tuvieron su correlato, si bien a escala mucho menor, en algunos sectores de la región estudiada. Los depósitos morénicos se encuentran localizados generalmente por encima de los 4.500 a 5.000 m de altura. Su mejor expresión morfológica se localiza en el cordón del Nevado de Chani (6.200 m), inmediatamente al sur de la zona estudiada, y en las quebradas de Banzo, Horcanal, Aguas Calientes y Tolara. Sus morenas corresponden a una glaciación de valle de escasa extensión areal, probablemente vinculada a la acumulación de un pequeño casquete de hielo de alta montaña (Irgazábal 1981). Hay morenas laterales y de fondo, así como evidencias de la acción erosiva glaciaria (artesas, circos, rocas aborregadas, umbrales y hombreras). En ciertos sectores, los depósitos morénicos han sido removilizados como glaciares de roca, los cuales se encuentran actualmente inactivos.

También se han observado morenas en los sectores más altos de la sierra Alta, aproximadamente 15 km al oeste de Tilcara. Estas corresponden a depósitos de antiguos glaciares de valle que alcanzaron entre 1 a 5 km de longitud. En el sector norte de la zona estudiada, se observan morenas y evidencias de erosión glaciaria, en las sierras de Aparzo. Finalmente, probables depósitos de *till* se ubicarían al este de la sierra de Tilcara, en los cerros de Punta Corral, Zucho, etc., a cotas similares, si bien el hecho de que se encuentren removilizados por remoción en masa hace difícil su identificación como de origen glaciario.

Respecto a la edad de las glaciaciones, se carece hasta el presente de un esquema regional de correlación para la región del NOA. En Bolivia han sido diferenciados varios sistemas de morenas correspondientes a distintos avances de los hielos. Según diferentes autores (Dovrovolny 1962; Servant 1977; Ballivian *et al.* 1978; Clapperton 1993) las glaciaciones habrían comenzado en el Plioceno (Glaciaciones Patapani y Calvario). Durante el Pleistoceno se habrían producido tres nuevos avances, de más antiguo a más joven: Glaciaciones Kaluyo, Sorata (estadío isotópico 6) y Choqueyapu (con dos avances, correspondientes a los estadios isotópicos 4 y 2). En contraposición, en el Norte Grande de Chile, no existe registro de tal secuencia de glaciaciones (Gardeweg *et al.* 1997). La situación existente en la región noroeste de Argentina sería similar a este último caso, por lo que solo se observarían depósitos morénicos correspondientes a la Última Glaciación, como por

ejemplo en la zona del Laco en Chile, donde se han podido correlacionar los depósitos de *till* con diferentes eventos volcánicos (Gardeweg *et al.* 1997). En conclusión se asignan tentativamente estas acumulaciones al Último Máximo Glaciar (UMG). Asimismo, la existencia de avances de los hielos del Tardiglacial y del Neoglacial documentados en la región del Altiplano boliviano, probablemente tengan su correlato en la reactivación de los depósitos de *till* como glaciares de roca observados en diversos sectores de la zona aquí analizada.

La existencia de una generalizada cobertura detrítica, ubicada en las cumbres y laderas más elevadas de los cordones montañosos que se encuentran por encima de los 4.000 m es una característica conspicua de la región. Esta cobertura está integrada por clastos angulosos de tamaños variables, alcanzando espesores comprendidos entre 1 y 15 metros. La génesis de estos depósitos se encuentra vinculada a la existencia de condiciones periglaciares y fundamentalmente a procesos de crioclastismo. En algunos sectores, este proceso ha dado lugar a verdaderos niveles de crioplanación, los que se encuentran en proceso de franca degradación. Irgazábal (1981), para la zona de la cuenca superior del río Juramento hace referencia a la existencia de un sistema glaciolítico con características afines a la del sector considerado en la presente contribución. En otros sectores se observan lóbulos de geliflucción y terrazuelas, particularmente en la sierra Alta, al norte de la quebrada de Purmamarca y la cuesta de Lipán.

#### *Procesos y geofomas en salares y playas salinas*

Los salares y playas salinas, ya sea por su indudable importancia económica como por su interés a la hora de estudiar la evolución paleoambiental de la Puna, constituyen probablemente el aspecto geomórfico más estudiado de la región del NOA (Alonso *et al.* 1984; Irgazábal 1991). En consecuencia, en la presente contribución no serán descritos en detalle. Conformando el flanco oeste de la zona abarcada por el presente estudio, se encuentran las Salinas Grandes y la laguna de Guayatayoc. Como resultado de la tectónica compresional andina, combinada con eventos de transcurrancia relacionados a la existencia de estructuras transversales previas en todo el ambiente de la Puna se han formado cuencas endorreicas, las que debido a las condiciones climáticas imperantes durante la mayor parte del Cenozoico tardío, evolucionaron hacia ambientes de playas salinas y salares.

La depresión de Salinas Grandes-Guayatayoc colecta el drenaje proveniente del flanco occidental de la Cordillera Oriental y la mayor parte del drenaje de la Puna a estas latitudes, a excepción de un sector de la depresión de Aguilar que drena hacia la quebra-

da de Humahuaca a través del río Yacoraite. Los depósitos salinos ocupan una extensión de más de 70 km de largo y unos 35 km de ancho. El sector perimetral de este ambiente se encuentra parcialmente cubierto por depósitos pedemontanos provenientes de ambos flancos de la depresión y por materiales eólicos. Estos depósitos cubren parcialmente una acumulación limosa salina, la que pasa transicionalmente hacia una costra salina con estructuras poligonales hacia la zona central. Los niveles de agua (*playa lake*) fluctuaron en numerosas oportunidades durante el Cenozoico tardío; tal como queda evidenciado por la presencia de numerosos niveles de costa antiguos, dispuestos a diferentes cotas. Se observa en ellos una marcada tendencia descendente a partir de la Última Glaciación.

Las dunas ocupan importantes extensiones en la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes. En el abanico de la quebrada de las Burras, en el extremo sudoccidental de la zona estudiada y en la zona de Piscuno-Cortaderas (cercañas del río Yacoraite, en la depresión de Aguilar) constituyen campos de dunas progradantes sobre el ambiente serrano. Las particulares condiciones de aridez, la gran disponibilidad de material arenoso a partir de la deflación de los niveles pedemontanos cuaternarios y de las sedimentitas terciarias, y la existencia de extensas playas salinas, han favorecido el generalizado accionar del proceso eólico. Éste ha actuado principalmente tras el marcado incremento en las condiciones de aridez ocurrido tras el Tardiglacial, lo que implicó prácticamente el abandono de la red fluvial pedemontana. Probablemente haya menguado su intensidad durante el Neoglacial; sin embargo constituye uno de los principales procesos en la actualidad, en el ámbito de la depresión.

En la zona aludida, se han observado diferentes tipos de dunas, parcialmente sobreimpuestas. Principalmente son dunas de tipo longitudinal y parabólicas vegetadas, lo que implica condiciones de fuertes vientos en dos direcciones y una disminución en la disponibilidad de arena, en el primero de los casos. Es probable que las dunas parabólicas se encuentren evolucionando hacia dunas de tipo longitudinal. Irgazábal y Rivelli (1996) señalan la presencia de acumulaciones tipo *nebkas* («montones de arena») como formas elementales y también destacan la escasez de dunas barjanoides y transversales, lo que podría apoyar la hipótesis de una disminución en la provisión de arena. La orientación de las citadas dunas sugiere vientos predominantes del SO.

#### **Evolución geomórfica regional**

Las cumbres de la Cordillera Oriental son el punto de partida de la evolución geomorfológica neó-

gena. El suave relieve de casi todas las cumbres montañosas hoy día elevadas por encima de los 4.000 m, ha implicado la existencia de una etapa de «madurez» (o «senilidad») del relieve y condiciones de estabilidad tectónica, sin duda muy diferentes a las actuales y con probabilidad pre-orogénicas (pre-Fase Quechua), expresadas por una superficie de erosión regional. El posterior modelado de la Cordillera Oriental fue determinado fundamentalmente por la incisión fluvial y el fenómeno de integración de cuencas a la del río Grande, condicionado por el levantamiento orogénico regional y las fluctuaciones climáticas del Neozoico (Pereyra y Tchilinguirian 1999).

Un importante papel, tanto en la evolución tectosedimentaria como en la geomórfica, le cupo a las estructuras transversales al fallamiento andino de rumbo submeridiano. Estas estructuras transversales preexistentes, generalmente de rumbo NNO y SSO afectan a todas las litologías precámbricas y paleozoicas. Como resultado de la fuerte compresión de las señaladas fases orogénicas, estas estructuras experimentaron reactivaciones con importante componente de rumbo ejerciendo control sobre la extensión de las diferentes cuencas alargadas y configurando un patrón de drenaje básicamente endorreico. La progresiva migración del frente orogénico provocó la canibalización de las cuencas que se iban formando y la formación de nuevos depósitos pedemontanos. Dado que el mecanismo de propagación de fallas es hacia el este, los depósitos pedemontanos cuaternarios van siendo progresivamente más jóvenes en igual sentido.

Diferentes autores (Acevedo y Bianucci 1987; Bianucci *et al.* 1987) señalan la presencia de reactivaciones de fallas con componentes normales debido a períodos distensivos, como por ejemplo el que limitaría parcialmente a la depresión Salinas Grandes-Guayatayoc. Este efecto distensivo pudo generar sobre las estructuras transversales preexistentes reactivaciones que resultaron en la transformación parcial de las cuencas debido a la compresión de cuencas transtensivas. Esa situación podría explicar las marcadas diferencias existentes entre los segmentos centro-sur y norte en la quebrada del río Grande. La reactivación de fallas transversales, sumado al accionar de los procesos geomórficos, resultó en la integración de cuencas a favor de un colector principal como el río Grande. Tal es el caso de la integración de la antigua depresión cerrada de Aguilar al río Grande a través del río Yacoraité.

Respecto a la morfología de los frentes serranos, utilizando los criterios propuestos por Bull y Mac Fadden (1977) y Bull (1986), en particular en lo referente a la sinuosidad del frente serrano, la existencia de índices bajos de sinuosidad indicaría movimientos recientes de la zona serrana. Así, la señalada falla que margina a la sierra Alta por el oeste

presenta un índice de sinuosidad muy bajo, cercano a 1, por lo que se considera que ha experimentado movimientos en tiempos recientes. En contraposición, el frente serrano de los bloques ubicados más al oeste y el este, presenta índices mayores de sinuosidad por lo que serían más antiguas. De todas formas, el grado de preservación de la escarpa de falla y los valores de sinuosidad (2 a 4) no son lo suficientemente altos como para indicar una prolongada inactividad.

Respecto a las variaciones climáticas ocurridas en la región desde comienzos del Plioceno, las mismas se encontraron controladas por las diferentes glaciaciones documentadas para la región de los Andes Centrales (Clapperton 1993) y por la interferencia realizada por los frentes montañosos respecto a la circulación atmosférica global. Así, la marcada diferencia existente entre Bolivia y el NOA, en cuanto a la presencia de glaciaciones pliocenas (ausentes en el segundo caso) podría deberse a que los diferentes cordones serranos no habrían alcanzado las alturas necesarias para desarrollar los glaciares. Tal situación ya ha sido señalada en forma general por Clapperton (1991). Asimismo la desigual distribución de los glaciares en los diferentes cordones montañosos podría deberse a que éstos habrían alcanzado sus máximas alturas en forma desfasada, y por lo tanto interfirieron de distinta manera a los vientos húmedos procedentes del este (efecto de barrera orográfica).

En líneas generales, existiría una marcada correlación entre los avances glaciarios en los Andes Centrales y Altiplano y condiciones climáticas más húmedas y frías que las actuales para los sectores de los bolsones de la Puna, Altiplano y Norte Grande de Chile (Grosjean y Nuñez 1994; Geyth *et al.* 1998). Estas condiciones explicarían el generalizado ascenso de los niveles de los lagos de la región. Las variaciones de los niveles de los lagos antiguos y actuales, debidas a cambios climáticos, son un fenómeno frecuente en la Puna. Estas condiciones de mayor humedad podrían tener su correlato con los diversos eventos de agradación pedemontana, sin que esto implique dejar de lado el papel jugado por la secuencia de deformación regional. Tal relación podría ser establecida con mayor certeza en el caso de los depósitos de la carpeta de detritos ubicada a más de 4.000 m y las bajadas del Cuaternario; en particular el Nivel de Agradación Pedemontana II podría encontrarse asociado a la penúltima glaciación y el Nivel III a la última glaciación. La posterior disección observada en los abanicos aluviales podría correlacionarse con descensos de los niveles de los lagos por un aumento de la aridez. Por lo tanto, no debería descartarse que pueda existir cierta correlación entre los niveles pedemontanos antiguos reconocidos en diferentes sectores y los avances glaciarios en los Andes Centrales.

Irgazábal (1991) señala la existencia de un marcado desecamiento en toda la región del NOA a partir

del Tardiglacial y, particularmente, con posterioridad a los 8.000 años antes del presente. Tal situación ha sido también señalada por Grosjean y Nuñez (1994), Baied y Wheeler (1993), Fernández *et al.* (1991) y Sylvestre *et al.* (1999) para distintos sectores de la región. Este marcado desecamiento y aumento de la temperatura condujo al descenso a niveles mínimos de los cuerpos de agua de la Puna. En la zona estudiada las condiciones pudieron haber sido aún más extremas que las actuales y ocasionaron prácticamente el abandono de la red fluvial. En consecuencia se incrementó notablemente el accionar del proceso eólico, cuya fuente de provisión fue el material de los abanicos aluviales formándose grandes campos de dunas, como en la zona del «arenal», al sur de la depresión de Aguilar. Finalmente, durante el Neoglacial, al mejorarse ligeramente las condiciones, tuvo lugar una reactivación de los cursos fluviales y la pedogénesis. El sector oriental de la zona estudiada, situado en una zona transicional con un clima más húmedo, probablemente estuvo menos influenciado por las fluctuaciones antes señaladas.

## Conclusiones

La región corresponde a un ambiente tectónico de faja plegada y corrida cuya expresión morfológica se materializa en la presencia de depresiones estructurales y cordones montañosos alineados en sentido longitudinal. Muestra una compleja asociación de geoformas debidas al accionar de diferentes procesos geomórficos, principalmente del proceso fluvial que presenta características diferenciales en los distintos sectores morfoestructurales señalados. Así, en la depresión Guayatayoc-Salinas Grandes se caracteriza por la formación de abanicos aluviales, cuya coalescencia ha generado diferentes niveles de bajada. Por otro lado, en el valle del río Grande se observan diferentes niveles de terrazas, en tanto que los cursos tributarios han desarrollado abanicos aluviales en sus afluencias al colector principal. En distintos momentos de calma tectónica y condiciones climáticas de aridez se han formado niveles de pedimentos, labrados esencialmente en sedimentitas terciarias. El relleno sedimentario de las depresiones de Humahuaca-Huacalera y de Aguilar está disectado por distintos epiciclos erosivos fluviales, siendo común encontrar niveles de pedimentación y de terrazas. En la zona occidental, dentro del ambiente de Puna, la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes se encuentra en proceso de continua agradación con formación de playas salinas y playas limosas húmedas, mantos de arena y abanicos aluviales.

En los sectores más elevados de las sierras Alta y de Tilcara se observan geoformas resultantes de la morfogenia glaciaria, relacionadas a una glaciación

de tipo de valle localizada en cotas superiores a los 4.500 metros. Asociado a condiciones climáticas frías, también se han formado glaciares de roca, lóbulos de geliflucción, terrazuelas y carpetas de detritos periglaciares. Las geoformas debidas a la remoción en masa se encuentran ampliamente distribuidas ya que es corriente observar deslizamientos y flujos densos, asociados a la génesis y evolución de los abanicos aluviales. Extensos conos de talud (o de deyección) se encuentran marginando los principales valles de la región. La morfogenia eólica se encuentra mejor representada en la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes. Durante el Cuaternario y aún en tiempos recientes la actividad neotectónica ha sido importante (Salfity *et al.* 1984b; Cortés *et al.* 1987) como por ejemplo en las zonas de Tilcara, Abra Pampa y en los bordes de la depresión Guayatayoc-Salinas Grandes, donde han afectado antiguos depósitos de bajadas cuaternarias.

## Agradecimientos

Los autores desean expresar especialmente su agradecimiento a los árbitros del trabajo, quienes con sus sugerencias y correcciones ayudaron a mejorarlo considerablemente.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, O. y Bianucci, H., 1987. Origen extensional de la depresión de Guayatayoc-Salinas Grandes. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 1:161-163. Tucumán.
- Alonso, R., Gutierrez, R. y Viramonte, J., 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 1:25-42. Bariloche.
- Baied and Wheeler, 1993. Evolution of high Andean Puna Ecosystems: environment, climate and culture change over the last 12000 yrs in the Central Andes. *Mountain Research and Development*, 13: 145-156.
- Ballivian, O., Bles, J. y Servant, M., 1978. El Plio-cuaternario de la región de La Paz. *Cahiers d'Orstom, Serie Géologie*, 10:101-113.
- Bianucci, H., Fernández Garrasino, C. y Sanchez, E., 1987. Corrientes de bajo ángulo entre La Quiaca y Abra Pampa. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 1:165-168. Tucumán.
- Bull, W., 1986. Relative rates of long term uplift of mountain fronts. *U.S. Geological Survey, Open File Report* 87:192-202.
- Bull, W. and Mac Fadden, L., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D. (Ed.): *Geomorphology of Arid Regions*, 115-138. Binghampton.
- Chayle, W. y Agüero, P., 1987. Características de remoción en masa en la cuenca del río Grande. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 7:107-121. San Salvador de Jujuy.
- Clapperton, Ch., 1991. Influence of tectonics in the extent of Quaternary Glaciations in the Andes. *IG-USP, Special Publication*, 8:98-108.
- Clapperton, Ch., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, 779 p., Amsterdam.

- Cortés, J., Franchi, M. y Nullo, F., 1987. Evidencias de neotectónica en las Sierras de Aguilar y del Tanque, Cordillera Oriental y Puna Jujeña. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 1:239-242. Tucumán.
- Dovrovolny, E., 1962. Geología del Valle de La Páz. *Boletín del Departamento Nacional de Geología*, 3:1-153.
- Fernández, J., Markgraf, V., Panarello, H., Alberio, M., Angiolini, F., Valencio, S. and Arriaga, M., 1991. Late Pleistocene-early Holocene environments and climates, fauna and human occupation in the Argentine Altiplano. *Geoarchaeology*, 6: 251-272.
- Gardeweg, M., Steve, R., Sparks, J. y Matthews, S., 1997. La evolución del volcán Lascar y su relación con el clima del Pleistoceno superior-Holoceno de los Andes Centrales. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno*, 1: 327-331. Antofagasta.
- Geyth, M., Grosjean, M., Kruck, W. y Schotterer, U., 1998. Sincronopsis del desarrollo morfológico y climatológico del Chaco Boreal y de Atacama en los últimos 35000 años. *Memorias 12º Congreso Geológico de Bolivia* :1267-1276. Cochabamba.
- González, M.A., 1998. Descripción Hoja Geológica Libertador Gral. San Martín. IGRM-SEGEMAR, Informe de Circulación Restringida, 225 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E., Fauqué, L. y Pereyra, F., 1991. Utilidad del mapeo geomorfológico en la toma de decisión. Una traza alternativa para el FFCC Belgrano en la quebrada de Humahuaca. *Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 7:133-145.
- Grosjean, M. and Nuñez, L., 1994. Lateglacial, Early and Middle Holocene environments, human occupation and resource use in the Atacama. *Geoarchaeology*, 9: 271-286.
- Harrington, H., 1945. Las corrientes de barro de El Volcán, quebrada de Humahuaca, Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 12-32. Buenos Aires.
- Irgazábal, A., 1981. El sistema glaciolítico de la cuenca superior del río Juramento, provincia de Salta. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 167-183.
- Irgazábal, A., 1991. Morfología de las provincias de Salta y Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 8: 97-132. San Salvador de Jujuy.
- Irgazábal, A. y Rivelli, F., 1996. Características y evolución morfológica de la masa de arena de la depresión de Salinas Grandes. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 11: 27-38. San Salvador de Jujuy.
- Marret, R., 1990. The Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, NW Argentine Andes. Ph. D. Thesis, Cornell University, 365 p. (Unpublished).
- Pereyra, F. and Tchilinguirian, P., 1999. Geomorphic evolution of quebrada de Humahuaca sector in relation with tectonic setting and climate. Northwestern Argentina. 4º International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstract: 581-584.
- Rodríguez Fernández, L., Seggiaro, R., Heredia, N. y González, M.A., 1997. Estructura del área de la quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. *Publicación especial ITGE-SEGEMAR*, 24 p., Buenos Aires.
- Rubiolo, D., 1998. Descripción Hoja Geológica La Quiaca. IGRM-SEGEMAR, Informe de Circulación Restringida, 265 p., Buenos Aires.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R., Rodríguez, R., Disalvo, A. and Repol, D., 1999. Tectonic and sedimentary evolution of Cenozoic basins in the Eastern Cordillera, NW Argentina. 4º International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstract: 630-634.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, C. y Amengual, R., 1984a. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoica de la Puna. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-554. Bariloche.
- Salfity, J., Brandan, E., Monaldi, C. y Gallardo, E., 1984b. Tectónica compresiva cuaternaria en la Cordillera Oriental, latitud de Tilcara. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 427-434. Bariloche.
- Servant, M., 1977. Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes tropicales en Bolivie. *Research Faucise Quaternaire, INQUA, Supplement bulletin* 50: 323-327.
- Summerfield, M., 1992. *Global Geomorphology*. Longman Ltd., 567 p., London.
- Sylvestre, F., Servant, M., Servant, S., Causse, C., Fournier, M. and Ybert, J., 1999. Lake level chronology on the southern Bolivian Altiplano during Late Glacial time and Early Holocene. *Quaternary Research*, 51: 54-66.
- Vandevoort, D., Jordan, T., Zeitler, P. and Alonso, R., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna Plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, 23(2):145-148.

**Recibido:** 25 de noviembre, 1998

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## Volcanismo subácueo en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina

Clara Eugenia CISTERNA

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán - CONICET. Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán. E-mail: claeuci@csnat.unt.edu.ar

**RESUMEN.** Las volcánitas de la Formación Las Planchadas representan las manifestaciones efusivas de la actividad magmática eopaleozoica en el Sistema de Famatina, noroeste de Argentina. Se trata de un volcanismo subácueo, representado por facies lávicas, piroclásticas e hidroclásticas asociadas, cuya composición varía de basaltos y andesitas a dacitas y riolitas. Estas manifestaciones volcánicas constituyen una serie de clara afinidad calcoalcalina que se considera como el equivalente efusivo de los granitoides de la sierra de Narváez, cuyo magmatismo está vinculado a un ambiente geotectónico de arco volcánico. Las relaciones de yacencia de las volcánitas indican que su formación ha sido parcialmente sincrónica con la acumulación volcániclastica de la Formación Suri, que contiene fósiles característicos del Arenigiano; por lo tanto se la asigna al Ordovícico inferior.

**Palabras clave:** *Volcanismo, Ordovícico, Sistema de Famatina, Catamarca*

**ABSTRACT.** *Subaqueous eopaleozoic volcanism in the Famatina System, north-west Argentina.* The volcanic rocks of Las Planchadas Formation represent effusive magmatic activity within the Famatina System of north-west Argentina. The volcanism was subaqueous and its products consist of lavas, pyroclastic and hydroclastic rocks of basaltic and andesitic to dacitic and rhyolitic compositions. They form a calc-alkaline series and are considered as the effusive equivalent of the granitoids of Sierra de Narváez, that formed within an island-arc tectonic environment. Field relationships of the volcanic rocks indicate that they are partially equivalent to the volcanoclastic rocks of the Suri Formation, which contains fossils characteristic of the Arenig, and they are assigned a lower Ordovician age.

**Key words:** *Volcanism, Ordovician, Famatina System, Catamarca*

### Introducción

El estudio de los registros volcánicos que afloran en el tramo norte del Sistema de Famatina, suroeste de la provincia de Catamarca (Fig. 1), tiene como finalidad aportar nuevos datos acerca de la actividad magmática efusiva paleozoica inferior del noroeste de Argentina e indicar su posición dentro de ese tramo de la columna estratigráfica.

El análisis que se brinda a continuación cobra sentido al recordar que estas rocas constituyen una importante expresión del volcanismo antiguo acaecido en el marco geológico del Sistema de Famatina y que convencionalmente han sido reconocidas como Formación Las Planchadas. También se analizan estas rocas efusivas en relación a los granitoides de la sierra de Narváez, para establecer correspondencias con el evento magmático relacionado a las plutonitas indicadas.

Los registros volcánicos estudiados se distribuyen en el tramo norte de la sierra de Narváez, sur de la sierra de Las Planchadas y en las inmediaciones del puesto Chaschuil. Se trata de extensos volúmenes de material volcánico representado por diferentes tipos litológicos, tanto en las facies lávicas como piroclásticas y cuya edad se determina acorde a las rela-

ciones geológicas observadas, según las cuales la unidad efusiva se halla parcialmente interdigitada con sedimentitas marinas del Ordovícico inferior. En el presente trabajo se brinda información acerca de la distribución y características de los afloramientos, petrografía y mineralogía de estas volcánitas, como resultado del análisis de campo y de las observaciones microscópicas realizadas.

### Marco geológico

Los primeros autores que se refieren a la existencia de estas volcánitas son Brackebusch (1891) y Bodenbender (1916), ocupándose Penck (1920) de la descripción de las mismas, como felsitas masivas de coloración variada o pórfiros. Turner (1958) define formacionalmente esta unidad como Formación Las Planchadas, incluyendo en ella los afloramientos de dacitas ubicados en el sector occidental de la sierra de Narváez, y Maisonave (1971, 1973) incluye a las mismas en el ciclo efusivo mesosilíceo de edad paleozoica que reconoce en la región. Toselli *et al.* (1990) analizan las mismas rocas considerando sus características químicas y el grado de alteración que las afecta; Cisterna (1994) describe los afloramientos

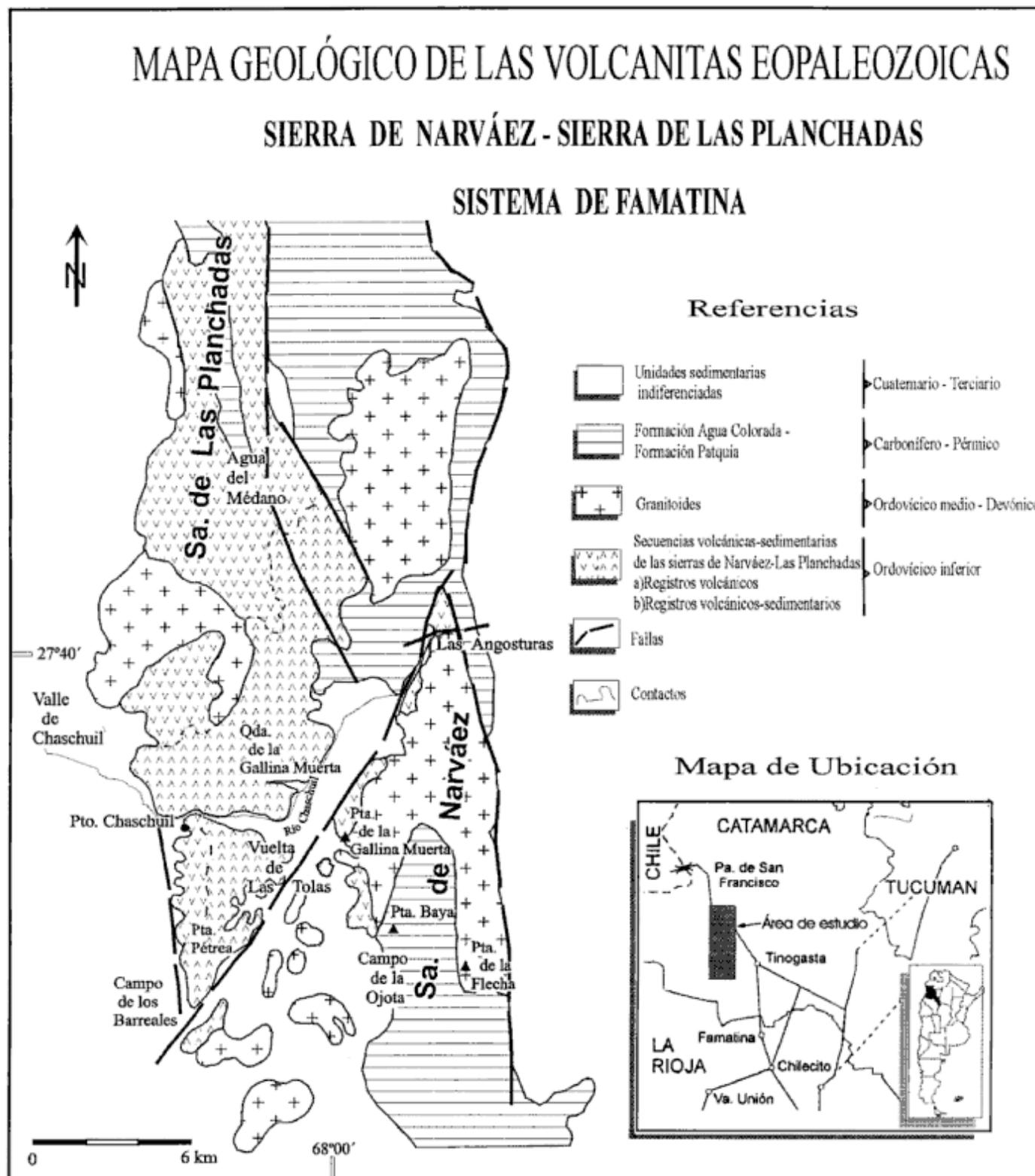


Figura 1: Croquis de ubicación y mapa geológico de la zona. El mapa se realizó sobre la base del publicado en el trabajo de Aceñolaza *et al.* (1996) y con modificaciones de la autora.

tos y características petrográficas de las volcanitas en la sierra de Narvâez. Mannheim y Miller (1996) incluyen las rocas de la Formación Las Planchadas

en las volcanitas sinsedimentarias ácidas a intermedias del Ordovícico inferior del Sistema de Famatina. La columna estratigráfica de la zona de estudio está

constituida casi en su totalidad por unidades de edad paleozoica (Fig. 2). Las rocas más antiguas que afloran son las secuencias volcánicas - sedimentarias definidas como las Formaciones Suri (Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958). Corresponden a la Formación Suri los registros sedimentarios que afloran principalmente en el oeste de la sierra de Narváez y en las inmediaciones del puesto Chaschuil. Los mismos están representados por los Miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo (Mángano y Buatois 1996). En la litología del primero predominan por limolitas y fangolitas, areniscas muy finas y limolitas silicificadas, brechas andesíticas matriz soportadas y brechas y conglomerados volcánicos canalizados y gradados. El Miembro Loma del Kilómetro está compuesto por pelitas y areniscas muy finas limosas, areniscas gruesas, medianas y finas, limolitas, fangolitas y areniscas fangosas y tobáceas y coquinas. En tanto que el Miembro Punta Pétreo corresponde a brechas finas basandesíticas, areniscas y brechas finas volcánicas, brechas finas líticas andesíticas, tobas y areniscas tobáceas fosilíferas. Las rocas pelíticas han sido afectadas por la acción de metamorfismo regional de muy bajo grado, definido por las paragénesis tremolita - clorita - cuarzo y cuarzo - clorita - muscovita (Cisterna 1994).

El contenido fosilífero de las sedimentitas pelíticas descritas es abundante, especialmente en el tramo superior de esta unidad (Mángano y Buatois 1996). Se trata de una rica fauna de braquiópodos entre los que se destacan formas restringidas al Ordovícico temprano tales como *Paralenorthis riojanus*, *Famanorthis turneri*, *Tritoechia* sp., una especie próxima a *Monorthis* aff. *M. menapiae* (ésta última restringida al Arenigiano temprano de Gales) e *Incorthis* sp. (género conocido sólo en el Arenigiano) según Benedetto (1994). Se suma la existencia de trilobites (Vaccari y Waisfeld 1994) y de conodontes (Albanesi y Vaccari 1994). La asociación de braquiópodos junto a trilobites y conodontes, muestra coherencia con la edad arenigiana sugerida por estos últimos.

Los registros predominantemente volcánicos que convencionalmente se incluyen en la Formación Las Planchadas presentan afloramientos de gran extensión, representados por facies lávicas y piroclásticas e hidroclastitas interestratificadas. La distribución de estas rocas varía desde el norte, donde predominan los términos lávicos, hacia el sur y suroeste, con un mayor predominio de piroclastitas e hidroclastitas. Cabe destacar que las volcanitas, especialmente las piroclastitas e hidroclastitas, se hallan intercaladas en algunos tramos del flanco oeste de la sierra de Narváez y hacia el suroeste (quebrada de la Gallina Muerta) hasta las inmediaciones de Chaschuil, con sedimentitas volcanoclasticas que han sido asignadas por distintos autores a la Formación Suri. Las observaciones de campo realizadas en estos tramos per-

CUADRO ESTRATIGRÁFICO			(a)	(b)	
ERA	PERÍODO	SERIES	UNIDAD GEOLÓGICA		
PALEOZOICO	PÉRMICO		Fm. Patuquía/de La Cuesta/ La Colina	Fm. Patuquía	
		CARBONÍFERO	Westfalano	Fm. Agua Colorada	Lagares
	Fm. Potrero Seco				
				Fm. Las Lejas	
	DEVÓNICO(?)		Fm. La Cigota		
			Mionitas Palmán, Paganzo, Copacabana		
	SILÚRICO	Inferior	Granito Paganzo		Granito de Narváez
		Medial/ Superior s.l.	Granito Cerro Blanco Granito Cerro Toro Granito Narváez Granito Turicaco Granito Palmán		
	ORDOVÍCICO	Arenigiano	Fm. Las Planchadas		Fm. Suri
			Fm. Suri-Los Molles Fm. Morado		
Fm. El Chuschín P. de las Minillas-La Alumbra					
		Hemacloclasta Superior s.l.			
CÁMBRICO	Tomoliano	Fm. Volcancito			
		Fm. Negro Peinado			
PC NEO- PROTEROZOICO	Vendiano	Fm. La Aguadita			
		Fm. Espinal Gneises de la S. de Paganzo Esquistos de Copacabana			

Figura 2: Cuadro estratigráfico del Paleozoico de: (a) Sistema de Famatina (Aceñolaza et al. 1996); y (b) Columna geológica local (este trabajo).

miten afirmar que existe gran dificultad en el momento de indicar a qué Formación corresponden estos afloramientos, tanto por su posición estratigráfica como por la litología; razón por la cual en este trabajo se plantea la posibilidad de integrar ambas unidades en un mismo ciclo volcánico - sedimentario. Investigaciones previas realizadas sobre las rocas ordovícicas del área ubicada entre Las Angosturas - Chaschuil (Cisterna y Mángano 1989; Mángano y Buatois 1996) indican que el lapso de sedimentación correspondiente a ciertas facies de la Formación Suri sería parcialmente sincrónico con registros volcánicos de la Formación Las Planchadas. Por lo expuesto, en este trabajo se considera que las Formaciones Las Planchadas y Suri habrían sido parcialmente sincrónicas y resultantes de un mismo evento volcánico - sedimentario ocurrido en el Paleozoico inferior del Sistema de Famatina.

Las Formaciones Suri y Las Planchadas están intruidas por los granitoides de la sierra de Narváez, de composición granodiorítica, monzogranítica y tonalítica. Asimismo, por diques y stocks granofíricos y pórfiros graníticos que acompañan este evento magmático (Cisterna 1994). Estos granitoides se relacionan mediante una discordancia erosiva con los niveles de sedimentitas continentales de las Formaciones Agua Colorada (Turner 1960) y Patuquía (Cuerda 1965) del Carbonífero y Pérmico, respectivamente.

Las rocas paleozoicas están intruidas por diques básicos, principalmente de composición lamprofírica, de posible edad mesozoica (Cisterna 1994). La columna estratigráfica se completa con importantes niveles cuaternarios, de origen fluvial y eólico.

Todas las unidades aflorantes en esta región se hallan fuertemente tectonizadas, con predominio de fallamientos regionales de dirección norte - sur que responden a los patrones de la tectónica andina.

### Registros volcánicos de las secuencias volcánico - sedimentarias del tramo norte del Sistema de Famatina

Los registros volcánicos se inician con el predominio de andesitas y en menor escala, basaltos; estas rocas varían a volcanitas de composición principalmente dacítica y en menor proporción a riolitas. Las riolitas generalmente se hallan como intrusiones superficiales, también brechadas. Asimismo, corresponden a los niveles superiores de estos registros las piroclastitas, con depósitos de flujos piroclásticos y de caída. Las hidroclastitas están representadas por autobrechadas de composición principalmente dacítica y también se han observado peperitas.

Los registros volcánicos que se analizan en este trabajo fueron reconocidos en la sierra de Narvárez, en afloramientos aislados ubicados en el suroeste de la misma entidad y en el tramo sur de la sierra de Las Planchadas.

En la sierra de Narvárez se hallan los afloramientos de mayor importancia, que se extienden desde el norte de Las Angosturas y por el flanco occidental de la sierra hasta la Vuelta de Las Tolas, en el sur. Desde Las Angosturas y hacia el norte, los afloramientos de volcanitas determinan un bloque de forma aproximadamente triangular, cuya base se extiende con dirección este - oeste a lo largo de 2 km y los lados están limitados por fallas. Aunque no se conoce la base de esta unidad, es en este sector donde aparece la sección más antigua, hasta ahora reconocida, de la unidad. Se trata de cuerpos tabulares generalmente de andesitas y basaltos, que inclinan hacia el noreste entre 35° a 47°, los que se intercalan con niveles de pelitas negras fosilíferas.

Hacia el sur de Las Angosturas, por el flanco oeste de la sierra, las volcanitas conforman una franja discontinua de afloramientos que es cortada por quebradas o interrumpida por la intrusión de apófisis granitoides. En la Vuelta de Las Tolas - Campo de la Ojota determinan suaves lomadas, elongadas con dirección aproximada noreste - suroeste, representadas principalmente por cuerpos relativamente pequeños de riolitas hipabisales, autobrechadas y piroclastitas (ignimbritas). También las volcanitas constituyen colgajos de techo (cuyo eje máximo es

del orden de 6 a 8 m) en la Granodiorita de Las Angosturas, especialmente en la zona ubicada entre la Punta Baya y la Punta de la Flecha.

En el suroeste de la sierra de Narvárez, en la zona de la quebrada de La Gallina Muerta, los afloramientos son extensos y de litología peculiar. Se trata de niveles de depósitos de flujos piroclásticos que se asignan a los tramos superiores de los registros volcánicos analizados y que presentan espesores entre 0,50 y 2 m, inclinándose con bajo ángulo hacia el suroeste.

En el sur de la sierra de Las Planchadas aparecen afloramientos aislados que se ubican de norte a sur, desde Agua del Médano hasta las inmediaciones del puesto Chaschuil. En esta zona se reconocen niveles piroclásticos de granulometría fina a media y color negro verdoso, que lateralmente son continuos con los niveles volcánoclasticos marinos. También se ha reconocido la existencia de brechas volcánicas andesíticas y de mantos andesíticos, hacia el este de Punta Pétreá (Mángano y Buatois 1996).

Las hidroclastitas, representadas por brechas hidroclásticas, están íntimamente relacionadas a los niveles más ácidos de las facies efusivas. Sin embargo, los afloramientos son saltuarios y con escasos ejemplos donde los miembros lávicos y sedimentarios se hallan espacialmente vinculados de modo directo entre sí. Las peperitas generalmente reducidas, se ubican en las áreas marginales de cuerpos andesíticos. En general, estas rocas pueden observarse en la zona de la quebrada de La Gallina Muerta o en la entrada al Campo de la Ojota.

Debido a la discontinuidad de los afloramientos y a las grandes variaciones litológicas que presentan los registros volcánicos indicados, no es posible determinar el espesor total de los mismos.

### Características petrográficas

*Facies lávicas:* Estas rocas conservan sus características volcánicas primarias, tanto en la escala de afloramientos como al microscopio. Las andesitas son verdosas a verde grisáceas, porfíricas, con 6% de fenocristales de plagioclasa blanquecina, que no exceden 2 mm y cuya composición es  $An_{36-42}$ . La pasta, pilotáxica y criptocristalina, presenta estructuras de flujo. De los microfenocristales máficos se destaca el piroxeno (augita y/o augita diopsídica). Otros accesorios comunes son apatita, titanita y abundantes opacos. La alteración propilítica se manifiesta por la abundancia de minerales del grupo del epidoto, clorita, calcita y oxidados de hierro.

Los basaltos son verde oscuro y afaníticos, con un contenido de microfenocristales que no excede el 6%. Al microscopio se observan tablillas de plagioclasa, abundante piroxeno (augita) e importantes

concentraciones de minerales opacos. Ocasionalmente, se hallan pequeños cristales de olivino y sus pseudomorfos: calcita y opacos. Estos minerales se hallan rodeados por una fina mesostasis, donde frecuentemente se desarrollan estructuras de flujo definidas por variaciones en la composición. También se observan piroxenos y plagioclasa con texturas ofíticas. Como productos de la alteración se reconocen anfíbol, epidoto, clorita y serpentina en algunos fenocristales de mafitos. También se desarrollan prehnita y pumpellita en las zonas de concentración de clorita. Aunque poco frecuentes, las vesículas son pequeñas y de contorno irregular, con minerales secundarios como clorita, carbonato, opacos y cuarzo cristalizados en su interior.

Las dacitas representan el tipo litológico dominante. Contienen un 26 a 28% promedio de fenocristales cuyo tamaño oscila entre 2 y 5 mm, que están representados por plagioclasa ( $An_{28-35}$ ), cuarzo y, menos frecuentemente, por mafitos. La pasta es afanítica a criptocristalina, constituida principalmente por feldespato. La plagioclasa es euhedral, con marcada zonación y con frecuencia forma cumulos. El cuarzo desarrolla formas pseudohexagonales a bipiramidales, con engolfamientos o está fracturado. La ortosa es menos frecuente y se presenta como fenocristales parcial o totalmente reabsorbidos por la pasta. Los mafitos son hornblenda verde, en menor proporción biotita y están altamente cloritizados. En la matriz también se hallan apatita, circón, allanita y titanita. Son abundantes los minerales del grupo del epidoto como producto de la alteración de mafitos y de plagioclasa.

Las riolitas están compuestas por un 32% aproximadamente de fenocristales de 4 a 6 mm, inmersos en una pasta de coloración variable, verdosa a rojiza. Los fenocristales están representados por cuarzo, plagioclasa ( $An_{10-15}$ ) blanquecina y ortosa. El cuarzo varía de euhedral a individuos fuertemente corroídos con profundos engolfamientos; los feldespatos exhiben argilización generalizada y la plagioclasa también se halla saussuritizada. El mafito principal es biotita, reemplazada en estado avanzado por clorita y epidoto. La pasta es microfésica, está parcialmente devitrificada y en la misma se observan esferulitas de cuarzo y feldespato. También se desarrollan texturas granofésicas localizadas.

**Facies piroclásticas:** Esta facies está caracterizada por depósitos de flujo piroclástico (ignimbritas) y de tobas de caída.

Las rocas asignadas a niveles de depósitos de flujo piroclástico son de color verde oscuro a negro y de textura afanítica, de composición andesítica a dacítica. Estas volcanitas están intercaladas con niveles volcánoclasticos, cuya granulometría varía en las fracciones arena fina a pelitas, con abundante contenido fosilífero. Localmente existen bloques angu-

losos a subangulosos cuyo eje mayor está en la escala de los centímetros, de composición similar a las sedimentitas marinas, que están contenidos en los bancos de flujo piroclástico. Estos bloques incluso pueden conservar relictos de la estratificación original.

En los depósitos de flujo piroclástico se reconocen ignimbritas de composición fenodacítica a fenoriolítica, de color variable entre gris verdoso oscuro a rosado y amarillento y de textura porfírica fina. Los fenocristales, que no exceden los 2 a 3 mm, son plagioclasa ( $An_{20-30}$ ) zonada, ortosa y cuarzo; el mafito principal es biotita. La matriz criptocristalina está alterada en grado avanzado desarrollando minerales secundarios tales como clorita y epidoto; en la misma ocasionalmente pueden reconocerse trizas aplanadas y reemplazadas por clorita. También se han identificado estructuras eutaxíticas, aunque poco conservadas, manifestándose como sombras cloritizadas dentro de la pasta. Son comunes los sectores con intercrecimientos micrográficos y el desarrollo de estructuras perlíticas alineadas. Son frecuentes los fragmentos pumíceos de tamaño y forma variada (no mayores de 3 mm), generalmente compuestos por cuarzo, clorita, calcita, epidoto y opacos.

Las tobas son de composición riodacítica y tienen menos de un 10% de cristales de cuarzo. Son rocas masivas, de coloración gris - verdosa oscura y están altamente silicificadas. Estas rocas también incluyen fragmentos líticos correspondientes a vidrios devitrificados, a andesitas y finas esquirlas de cuarzo. La matriz, criptocristalina, presenta alteración suave a moderada a arcillas, carbonato, sericita, clorita y cuarzo.

**Hidroclastitas:** Se trata de brechas hialoclasticas, debidas a la fragmentación *in situ* de lavas riolíticas y dacíticas, cuya coloración es en general verdosa y están compuestas por una matriz afanítica en la cual se hallan insertos fragmentos angulosos e irregulares monolitológicos, cuyo eje mayor varía entre 1,5 a 10 cm y alrededor de los cuales se desarrolla una aureola blanquecina de 1 cm de espesor. También se observan importantes estructuras de flujo, relícticas, definidas por un fino bandeamiento donde alternan bandas verdosas y blanquecinas cuyo espesor no excede 2 milímetros. Estas estructuras se hallan microplegadas, con formas convolutas y desarrollo de fracturamiento perlítico, alineado en concordancia con el bandeamiento. Al microscopio se ha determinado que las bandas más claras corresponden a una sucesión de centros devitrificados, reemplazados por cuarzo, mientras que los sectores coloreados están constituidos por una mesostasis criptocristalina, cloritizada, donde se hallan fragmentos de cristales de plagioclasa con su eje mayor en dirección paralela al flujo. En la pasta es común la presencia de esferulitas de cuarzo y feldespato.

En las peperitas, los componentes magmáticos co-

responden a fragmentos andesíticos que conforman bloques angulosos de bordes irregulares, cuyas dimensiones son menores a 1 metro. Los mismos están incluidos en niveles pelíticos o de areniscas finas, con un alto contenido de vitroclastos. La estructura de estos niveles sedimentarios está afectada por la inclusión de las volcanitas; lo que se manifiesta por el desmembramiento parcial de las capas, especialmente en la zona de los bordes.

*Alteración y metamorfismo:* El estado de alteración de las volcanitas es avanzado y está relacionado principalmente a procesos de tipo hidrotermal, en coherencia con la génesis subcúnea de estas rocas. Según se desprende de las descripciones petrográficas, los minerales secundarios más frecuentes son clorita y epidoto que reemplazan a los ferromagnesianos y a la plagioclasa. Asimismo Toselli *et al.* (1990) justifican la movilidad del potasio a partir de la destrucción de la mica, de acuerdo a la existencia de microclino secundario asociado a clorita. Los feldespatos generalmente se hallan hidroxilados, con importante sericitización y reemplazados por minerales arcillosos. También se desarrolla cuarzo a expensas de los feldespatos, debido a la destrucción de los mismos. Los minerales opacos y carbonatos resultan de la alteración de mafitos, principalmente piroxenos y olivino.

Por otra parte, la existencia de abundantes cristalizados secundarios como relleno de vesículas y a lo largo de microfracturas (minerales del grupo de las arcillas, clorita, calcita y ceolitas), permite suponer gran movilidad de fluidos durante la etapa de hidrotermalismo.

En relación al metamorfismo, se trata de un proceso de muy bajo grado que en principio es determinado por Turner (1967) sobre las secuencias ordovícicas y adjudicado a la facies prehnita - pumpellita. Para estas rocas también Cisterna (1994) define un metamorfismo de bajo grado caracterizado por la asociación cuarzo - muscovita - epidoto sobre los niveles pelíticos que se hallan intercalados con las volcanitas en el perfil de Las Angosturas y donde también fue reconocido al microscopio el desarrollo de un clivaje, definido por la orientación en una dirección de las finas láminas de mica y por microfracturas rellenas por opacos y paralelas a esta orientación. La misma autora indica que este fenómeno estaría vinculado, al menos en parte, con las asociaciones de minerales secundarios detalladas para las rocas efusivas asociadas. Toselli *et al.* (1990) discuten esta posibilidad y apuntan preferentemente a un fenómeno de alteración hidrotermal como generador de las asociaciones de minerales secundarios indicadas. Mannheim y Miller (1996) también describen la paragénesis pumpellita - prehnita - clorita y sericita - albita - cuarzo - calcita - titanita en las volcanitas, asignándolas al grado metamórfi-

co más bajo de la facies de esquistos verdes (zona de la pumpellita-prehnita de Winkler 1979).

### Características químicas

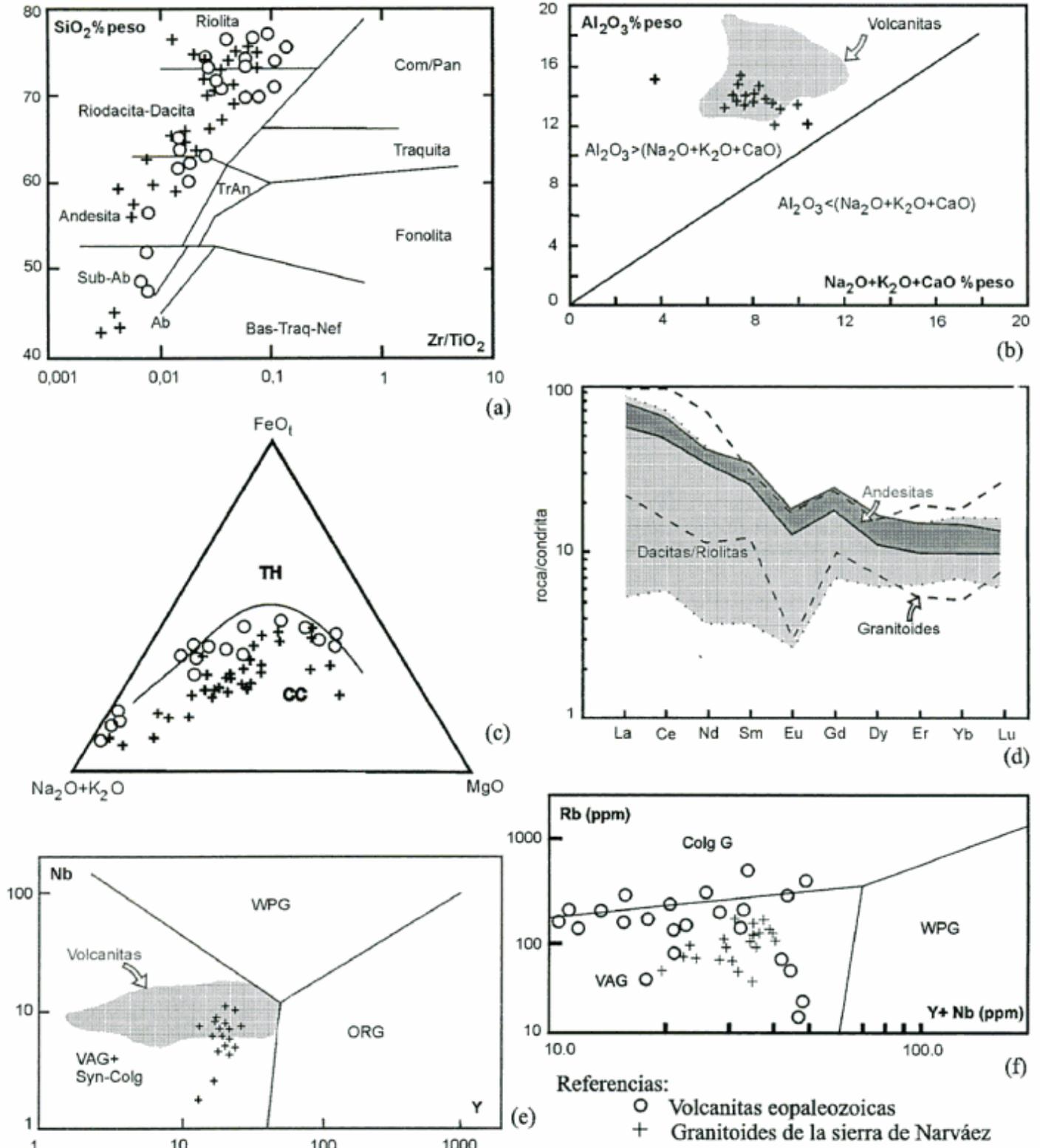
La movilización de algunos elementos debido a procesos hidrotermales y de metamorfismo en las volcanitas, interfiere en las interpretaciones de las mismas basadas en el quimismo. Por tal motivo se han utilizado elementos inmóviles, tales como  $\text{TiO}_2$ , Zr, Nb, Y, entre otros.

Los datos analíticos utilizados para las volcanitas son los obtenidos por Mannheim (1993) y los que corresponden a los granitoides de la sierra de Narváez, son en parte de Cisterna (1994) e inéditos de la misma autora. Las muestras de las volcanitas se han introducido en la gráfica que relaciona  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Zr/TiO}_2$  (Winchester y Floyd 1977) (Fig. 3a) la que permite clasificar composicionalmente estas rocas como riolitas, dacitas, andesitas y basaltos. En la misma se confirma por otra parte, el carácter subalcalino de la serie, la que presenta igual tendencia que los granitoides. Asimismo, las proporciones relativamente bajas de Nb (5 - 23 ppm), Y (5 - 10 ppm) y Zr (3 - 50) en las rocas efusivas son características de volcanitas subalcalinas.

En relación al contenido de alúmina, los términos ácidos a intermedios de la serie de volcanitas son peraluminosos y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  prevalece sobre la suma de álcalis y calcio (Fig. 3b); mientras que los basaltos presentan débil metaluminosidad (Mannheim 1993). En el diagrama AFM se destaca la afinidad calcoalcalina de las volcanitas (Fig. 3c), aunque algunas muestras se introducen en el campo toleítico debido, posiblemente, a la dispersión de los álcalis por alteración.

Los datos analíticos de las tierras raras en un diagrama normalizado a condritas (Fig. 3d) muestran amplia variación composicional para dacitas y riolitas, en tanto que para las andesitas las variaciones son pequeñas (Mannheim 1993). En la misma gráfica los granitoides de Narváez presentan una tendencia coincidente, a excepción del La, Ce y Nd, que presentan una concentración menor.

El bajo contenido de elementos inmóviles (Ti, Zr, Nb y Y entre otros), junto al enriquecimiento en elementos tales como Sr, K y Rb, es un argumento para adjudicar a estas volcanitas un origen ligado a un ambiente de arco volcánico (Mannheim y Miller 1996); asimismo estos autores asignan los basaltos a zonas de arco de islas (VAB). La utilización de los diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) (Figs. 3e y f) para las riolitas, dacitas y andesitas no permite una clara diferenciación entre un origen de arco magmático o sincolisionales. Sobre este punto cabe recordar que la relación  $\text{Rb vs. Y+Nb}$  podría



**Figura 3:** a, Diagrama  $\text{SiO}_2$ -Zr/TiO<sub>2</sub> donde se observa el carácter subalcalino de las volcanitas. b, Relación  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. álcalis + calcio que permite distinguir el predominio de la alúmina en volcanitas y granitoides. c, Diagrama AFM que demuestra la afinidad calcoalcalina de las series ígneas analizadas. d, Contenido de tierras raras normalizado con condritas. e y f, Diagramas discriminantes propuestos por Pearce *et al.* (1984) para volcanitas de composición intermedia y ácidas (Mannheim 1993) y para los granitoides.

presentar dispersión de las muestras debido a que el rubidio es un elemento susceptible a los procesos de alteración ya mencionados. En las mismas gráficas se incluyen los granitoides, que se caracterizan por estar ligados a un ambiente de arco volcánico (Cisterna 1994).

## Discusión

Las características de los registros volcánicos y asimismo de las sedimentitas marinas volcanogénicas asociadas a los mismos, hacen apropiado examinar las interrelaciones entre volcanismo y sedimentación en un ambiente de arco submarino. En efecto, las variaciones composicionales que exhiben las volcanitas en el terreno, con afloramientos de basaltos y andesitas, en los que se intercalan niveles de lutitas negras en la zona de Las Angosturas; facies de lavas dacíticas y riolíticas más al sur, en el flanco oeste de la sierra de Narváez y piroclastitas en la zona de la quebrada de la Gallina Muerta y Campo de la Ojota; la existencia de importantes depósitos volcanoclásticos en la zona de Chaschuil constituyen, juntamente con las relaciones de campo descritas, los argumentos para indicar sincronidad en los episodios volcánicos y sedimentarios. En las etapas iniciales se habría producido un volcanismo subácueo de profundidad somera, el que continuó con procesos de tipo piroclástico, íntimamente relacionados a secuencias volcanoclásticas marinas y adjudicados a episodios subaéreos o marinos someros en base al análisis de las secuencias sedimentarias realizado por Mángano y Buatois (1996).

En síntesis, en la zona analizada la paleomorfología de la cuenca progradaría de una zona relativamente profunda al norte, a un ambiente de plataforma clástica con importante aporte volcánico hacia el sur, en un ambiente de margen activo de arco volcánico. Además, es posible acotar estratigráficamente las volcanitas asignándolas al Ordovícico inferior, por considerarlas parcialmente sincrónicas con los niveles sedimentarios poseedores de una fauna típica para esta edad.

En relación al volcanismo subácueo, las variaciones en la profundidad de la cuenca permiten indicar en base a la interpretación de la relación magma - agua, que el peso de la columna de agua habría sido suficiente para evitar el escape rápido de los constituyentes gaseosos del magma. De acuerdo a lo indicado por Hanson (1991) para casos de características similares, el frecuente desarrollo de estructuras de flujo es un indicio del comportamiento relativamente fluido del magma generador de las mismas y permite suponer bajas viscosidades, no necesariamente vinculadas de un modo directo con sus características químicas. Es posible argumentar que el peso

de los sedimentos marinos juntamente con el de la columna de agua habrían sido suficientes para retener en el fundido una fracción significativa de volátiles, reduciendo en alguna medida la viscosidad de estas lavas, principalmente dacíticas, si se compara con efusiones subaéreas de igual composición. Comportamientos similares para la extrusión de magmas sílficos en ambientes submarinos son indicados por Hanson y Schweickert (1982) y Kokelaar (1982) entre otros. En el mismo sentido se utiliza la información referida al bajo porcentaje de vesículas de las distintas volcanitas.

La existencia de brechas hialoclásticas con la preservación de texturas por fragmentación *in situ*, también indica extrusiones continuas de magma que en contacto con el agua se desintegran en respuesta a procesos de granulación por contracción. Ellos se relacionan al *stress* térmico por sobreenfriamiento, además de la acción de una componente dinámica, relacionada al esfuerzo producido por el fundido que continúa el proceso efusivo (Kokelaar 1986). Asimismo, la presencia de peperitas desarrolladas en los contactos andesitas/ sedimentos finos a pelíticos submarinos y en los cuales pueden preservarse en los sedimentos alejados del contacto estructuras laminares, las que testifican procesos extrusivos esencialmente no explosivos y de naturaleza hidroclástica (Hanson 1991).

No obstante el accionar del hidrotermalismo y metamorfismo de bajo grado, que habrían producido una importante movilización de constituyentes químicos en las volcanitas (Toselli *et al.* 1990; Cisterna 1994) es posible caracterizar estas rocas como una serie de filiación calcoalcalina, en coincidencia con la tendencia que desarrollan los granitoides de la sierra de Narváez. Estas plutonitas demuestran amplia concordancia con el comportamiento químico de las volcanitas (Fig. 3) y muestran una estrecha relación de campo apoyando su consanguinidad. Asimismo, Mannheim y Miller (1996) relacionan las andesitas, dacitas y riolitas analizadas químicamente a subducción en un ambiente geotectónico de arco magmático, que igualmente caracteriza a los granitoides (Cisterna 1994) (Figs. 3e, f). Finalmente, se considera que las rocas volcánicas asociadas a intrusiones calcoalcalinas, con características químicas similares, podrían ser sus equivalentes efusivos (Brown 1982).

## Conclusiones

El volcanismo que origina los registros efusivos definidos como Formación Las Planchadas es parcialmente sincrónico con la sedimentación marina, que se adjudica a la Formación Suri. En base a lo analizado es posible asignar tanto los registros volcánicos como la sedimentación marina, con importan-

te contenido volcanoclástico a un mismo ciclo volcánico - sedimentario durante el Ordovícico temprano en el tramo norte del Sistema de Famatina. Este volcanismo, de afinidad calcoalcalina, se produce en condiciones subacuáticas y subaéreas ligadas a un ambiente tectónico de arco volcánico. La estrecha relación composicional que manifiestan las rocas efusivas con los granitoides de la sierra de Narváez, permite suponer que las volcanitas son los equivalentes efusivos consanguíneos de los mismos.

### Agradecimientos

La autora quiere dejar constancia de su agradecimiento a la Universidad Nacional de Tucumán y al CONICET, instituciones que con su apoyo hicieron posible la realización de este trabajo. Asimismo, quiero agradecer especialmente al M. Mazzoni por las valiosas sugerencias aportadas y su paciente lectura crítica del manuscrito. Este agradecimiento se hace extensivo a los árbitros de este trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A., 1996. Geología del Sistema de Famatina. *Münchener Geologische Hefte*, 19 (Reihe A), 286 p., München.
- Albanesi, G.L. y Vaccari, N.E., 1994. Conodontos del Arenigiano en la Formación Suri, Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 26 : 125-146.
- Benedetto, J.L., 1994. Braquiópodos ordovícicos (Arenigiano) de la Formación Suri en la región del Río Chaschuil, Sistema de Famatina, Argentina. *Ameghiniana*, 31 : 221-238. Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1916. El Nevado del Famatina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 21: 100-182. Córdoba.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa Geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha.
- Brown, G., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe, R., Wiley, J. & Sons (Eds.): *Andesites*, pp. 437-461. London.
- Cisterna, C., 1994. Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Provincia de Catamarca. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Salta, 355 p. (Inédito).
- Cisterna, C. y Mángano, M., 1989. La dinámica volcánico - sedimentaria ordovícica en el sector noroccidental de la sierra de Narváez, Sistema de Famatina. *Actas Reunión Geotranssectas de América del Sur*: 141-145. Mar del Plata.
- Cuerda, A., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (Pcia. San Juan). *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 (= *Acta Geológica Lilloana*, 3): 7-15. Tucumán.
- Hanson, R., 1991. Quenching and hydroclastic disruption of andesitic to rhyolitic intrusions in a submarine island-arc sequence, northern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 804-816. USA.
- Hanson, R. and Schweickert, R., 1982. Chilling and brecciation of a Devonian rhyolite sill intruded into wet sediments, northern Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, 90 : 717-724.
- Harrington, H. and Leanza, A., 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. *Kansas University Special Publication*, 230 p., Kansas.
- Kokelaar, B., 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Geological Society of London Journal*, 139: 21-33.
- Kokelaar, B., 1986. Magma - water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology*, 48: 275-289.
- Maisonave, H., 1971. Geología de los alrededores de Chaschuil, Prov. de Catamarca. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 189 p. (Inédito).
- Maisonave, H., 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, Dpto. Tinogasta, Prov. de Catamarca. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 75-87. Buenos Aires.
- Mángano, M.G. y Buatois, L., 1996. Estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Suri en la subcuena de Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina. Münchener Geologische Hefte*, 19 (Reihe A), 6: 51-75. München.
- Mannheim, R., 1993. Génesis de las volcanitas copaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 147-155. Mendoza.
- Mannheim, R. y Miller, H., 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas copaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina. Münchener Geologische Hefte*, 19 (Reihe A), 13: 159-186. München.
- Pearce, J., Harris, N. and Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25 : 956-983.
- Penck, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien). En: Teubner, B.G. (Ed.): *Abhandlungen der Mathematisch - Physischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften*, 37 (1), 267 pp. Leipzig.
- Toselli, A., Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F. y Medina, M., 1990. Geoquímica y petrogénesis del volcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 313-322. Buenos Aires.
- Turner, J., 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez, Catamarca y La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (1): 18-60. Buenos Aires.
- Turner, J., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 42: 77-126. Córdoba.
- Turner, J., 1967. Descripción geológica de la hoja 13b, Chaschuil, Prov. de Catamarca y La Rioja. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, 106 p. Buenos Aires.
- Vaccari, N. y Waisfeld, B., 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico Temprano) en la región de Chaschuil, Provincia de Catamarca. *Implicancias bioestratigráficas. Ameghiniana*, 31: 73-86. Buenos Aires.
- Winchester, J. and Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. Elsevier, Amsterdam.
- Winkler, H., 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, 348 p., Berlin, Heidelberg, New York.

**Recibido:** 25 de marzo, 1999

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina

Carlos ZAVALA y Mirta QUATTROCCHIO

CONICET. Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina  
E-mail: czavala@criba.edu.ar, mquattro@criba.edu.ar

**RESUMEN.** El río Sauce Grande constituye el principal sistema fluvial del suroeste de la provincia de Buenos Aires. A lo largo de su curso, el río se encuentra confinado dentro de un amplio valle labrado principalmente en sedimentos de la Serie Pliocena, donde pueden reconocerse varias terrazas fluviales del Pleistoceno y Holoceno. En el valle medio aflora de manera discontinua una terraza fluvial compuesta principalmente por conglomerados y areniscas gruesas. En trabajos anteriores, estos depósitos fueron correlacionados con el Miembro Pseftítico Inferior de la Formación Agua Blanca. Nuevas observaciones de campo y datos paleontológicos sugieren que estos depósitos pertenecerían a un episodio fluvial más antiguo (aquí denominado como Secuencia San José), el que presenta una disposición y facies características. Se discute asimismo la posición estratigráfica de la Formación Agua Blanca (aquí denominada como Secuencia Agua Blanca). En este trabajo se analiza la estratigrafía y evolución del río Sauce Grande y otros cursos fluviales de la región de Bahía Blanca utilizando criterios de estratigrafía secuencial. Se presenta asimismo un modelo para la evolución de estos valles fluviales durante el Cuaternario. En este modelo se propone que los valles fluviales habrían sido activados esporádicamente en el registro geológico, comportándose la mayoría del tiempo como zonas geomorfológicamente deprimidas, susceptibles de albergar depósitos gravitativos (de origen local) o eólicos.

**Palabras clave:** *Estratigrafía, Evolución geológica, Río Sauce Grande, Cuaternario, Provincia de Buenos Aires*

**ABSTRACT.** *Stratigraphy and geological evolution of the Sauce Grande river (Quaternary), Buenos Aires Province, Argentina.* The Río Sauce Grande is the main river in south-west Buenos Aires province. Along its course, the river is confined within a broad valley, cut mainly in Pliocene deposits and with a number of Pleistocene and Holocene fluvial terraces. A fluvial terrace composed of conglomerates and coarse-grained sandstones crops out discontinuously in the mid-valley section. These deposits were previously correlated with the Lower Psephitic Member of the Agua Blanca Formation. However, new field observations and palaeontological data suggest that they belong to a different and older fluvial episode (here named the San José Sequence), having a distinctive facies and occurrence. The precise stratigraphical position of the Agua Blanca Formation (here denominated as the Agua Blanca Sequence) is also discussed. The stratigraphy and evolution of the Sauce Grande and other river courses in the Bahía Blanca region is used using sequence-stratigraphic criteria. A model is proposed for the evolution of these fluvial valleys during the Quaternary, in which the valleys were active only sporadically in the geological record, and behaved most of the time as geomorphologically depressed zones, host to locally sourced gravitational and aeolian deposits.

**Key words:** *Stratigraphy, Geological evolution, Sauce Grande river, Quaternary, Buenos Aires Province*

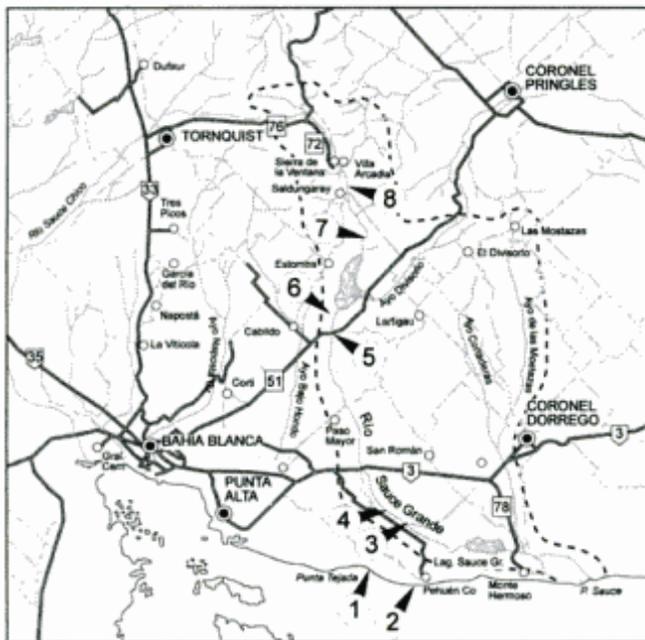
### Introducción

El río Sauce Grande constituye la red de drenaje más importante del área de Bahía Blanca. Nace en el sector centro oriental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y desemboca en el litoral atlántico argentino, luego de atravesar gran parte del piedemonte y llanura pampeana (Fig. 1).

En un importante sector de su recorrido, su curso se encuentra confinado por un amplio y profundo valle labrado sobre la Serie Pliocena y en menor medida sobre rocas paleozoicas. Dentro de este valle se reconocen depósitos, en su mayoría fluviales, acumulados como resultado de la evolución geológica de esta localidad, durante el intervalo Pleisto-

ceno temprano - Holoceno.

El conocimiento geológico de los depósitos relacionados al río Sauce Grande provienen de los trabajos de De Francesco (1970), Furque (1974), Rabassa (1989), y Borromei (1988). Furque (1974) reconoció en el curso superior y medio la presencia de tres episodios de incisión y relleno fluvial anteriores a la actual incisión del río Sauce Grande, a los que respectivamente denomina como Formación La Delta, Formación Los Montañeses y Formación Paso la Margarita. De Francesco (1970) denomina a los depósitos fluviales del Pleistoceno superior y Holoceno del sector occidental de las Sierras Australes como Formación Agua Blanca. Rabassa (1989), adopta esta unidad subdividiéndola en tres miembros:



**Figura 1:** Mapa de ubicación del área de estudio. Los números indican las localidades. 1: Farola Monte Hermoso; 2: Playa del Barco; 3: La Soberana; 4: Cantera Veane; 5: Bajo San José; 6: Di-que Paso Piedras; 7: La Toma; 8: Saldungaray.

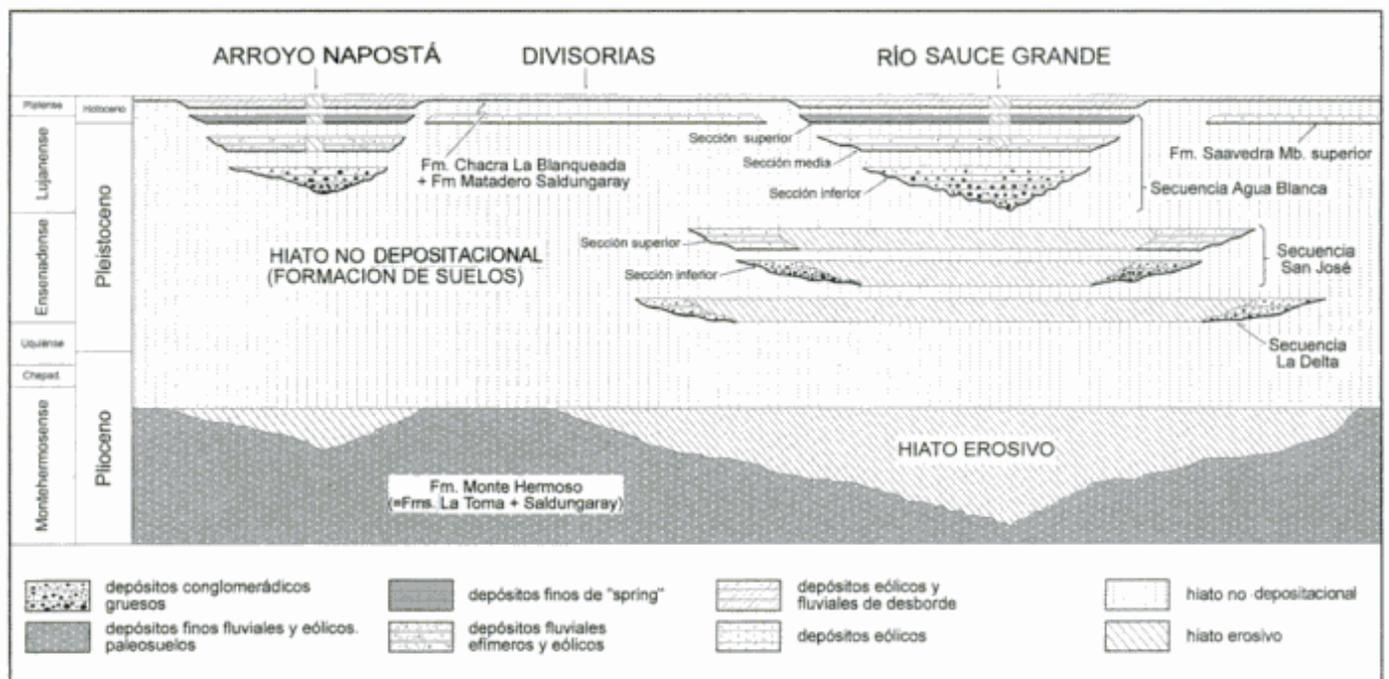
Pseffítico Inferior, Arenoso Medio y Limo Arenoso Superior. Incluye en el Miembro Pseffítico Inferior a conglomerados arenosos a arenas gruesas castaño rojizo, de hasta 7,0 m de espesor visible en las cabe-ceras del arroyo del Oro, en el Abra de la Ventana.

En el valle medio del río Sauce Grande (Fig. 1),

desde las localidades de Saldungaray (localidad 8) hasta la cantera Veane (localidad 4) se reconocen, de manera discontinua, depósitos conglomerádicos gruesos dispuestos en una terraza elevada respecto del nivel actual del río. Dichos conglomerados han sido asignados al Miembro Pseffítico Inferior de la Formación Agua Blanca (Rabassa 1989; Borrromei 1988; Deschamps y Borrromei 1992; Quattrocchio *et al.* 1993). Nuevas observaciones de campo y hallazgos fosilíferos indicarían que estos últimos depósitos corresponderían a una terraza fluvial más antigua con características litológicas y facies sedimentarias distintivas. Debido a que las unidades reconocidas en los valles fluviales muestran a menudo características litológicas similares, se ha adoptado para su subdivisión el reconocimiento de unidades limitadas por discontinuidades, tal lo contemplado por el Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992). El objetivo de este trabajo es brindar una síntesis actualizada de nuestro conocimiento estratigráfico de estos depósitos, a la luz de los últimos avances en el análisis de facies y análisis estratigráfico secuencial. Las conclusiones vertidas se basan en observaciones de campo efectuadas por los autores durante los últimos diez años.

**Estratigrafía**

Como se observa en la figura 2 (y en coincidencia con lo expresado por Furque 1974) la historia geológica del río Sauce Grande muestra la existencia de



**Figura 2 :** Carta cronoestratigráfica para el Plioceno tardío y Holoceno en el sur de la provincia de Buenos Aires. Sin escala horizontal.

al menos tres episodios de incisión y relleno de valles fluviales, de naturaleza esencialmente diacrónica, expresados por la presencia de 3 terrazas. A excepción de la terraza fluvial más antigua (Secuencia La Delta, Fig. 2) los demás episodios muestran etapas de evolución similares, constituidas por un episodio de erosión, seguidos por un relleno inicial mediante depósitos clásticos gruesos y finalizando con depósitos eólicos y fluviales efímeros de la etapa de relleno final.

Estas tres terrazas han sido reconocidas únicamente en la cuenca del río Sauce Grande (Borromei 1988; Quattrocchio *et al.* 2000), ya que en los cursos fluviales menores (i.e. arroyo Napostá Grande, arroyo Chasicó, etc.) sólo ha sido identificada claramente la terraza superior (Secuencia Agua Blanca).

#### Secuencia La Delta (emend. Furque 1974), Pleistoceno temprano

**Localidad y área tipo:** Se localiza en la margen derecha del valle del río Sauce Grande, unos 2 km al sur del Dique Paso de las Piedras (localidad 6 en Fig. 1), partido de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires. Hoja IGM 1:100.000 No. 3963-12 «Cabildo». El área tipo comprende el valle del río Sauce Grande (Fig. 1) desde Saldungaray (localidad 8) hasta la Cantera Veane (localidad 4).

Con esta denominación se incluyen depósitos conglomerádicos gruesos clasto sostén, a menudo cementados por carbonatos, aflorantes de manera discontinua en ambas márgenes del valle del río Sauce

Grande. Estos depósitos muestran espesores de 2 a 4 m y se disponen en una posición topográfica más alta respecto a las demás terrazas. En esta localidad se apoyan en discordancia erosiva sobre el Terciario (Formaciones La Toma y Saldungaray) y se constituyen por conglomerados residuales y delgadas intercalaciones de arenas entrecruzadas de origen fluvial. No se ha observado el techo de la unidad.

**Edad y correlaciones:** En la Secuencia La Delta no se han hallado fósiles que permitan una asignación precisa de su edad. De acuerdo a su posición estratigráfica (Fig. 2) se le asigna tentativamente una edad pleistocena temprana, ya que esta unidad se apoya discordantemente sobre la Formación Monte Hermoso (Plioceno) y es cubierta de igual manera por los depósitos fluviales de la Secuencia San José (Pleistoceno temprano - medio). En la costa atlántica, esta secuencia integra niveles conglomerádicos aflorantes entre las localidades de Pehuén C6 y Faro la Monte Hermoso (sección C en la Fig. 3, localidad de Médano Blanco). En este lugar se compone por 3 m de conglomerados con intercalaciones arenosas, los que se apoyan en contacto erosivo sobre la Formación Monte Hermoso (Zavala 1993). La base de los conglomerados se ubica unos 2 m por encima del nivel del mar, disponiéndose lateralmente en discordancia erosiva sobre la Formación Puerto Belgrano (Zavala 1993) (Pleistoceno temprano, Bigazzi *et al.* 1996). Asimismo, esta unidad se encuentra fuertemente erosionada por la Secuencia San José (Ensenadense), la que aflora en plataforma de erosión frente a la zona del Vivero - Playa del Bar-

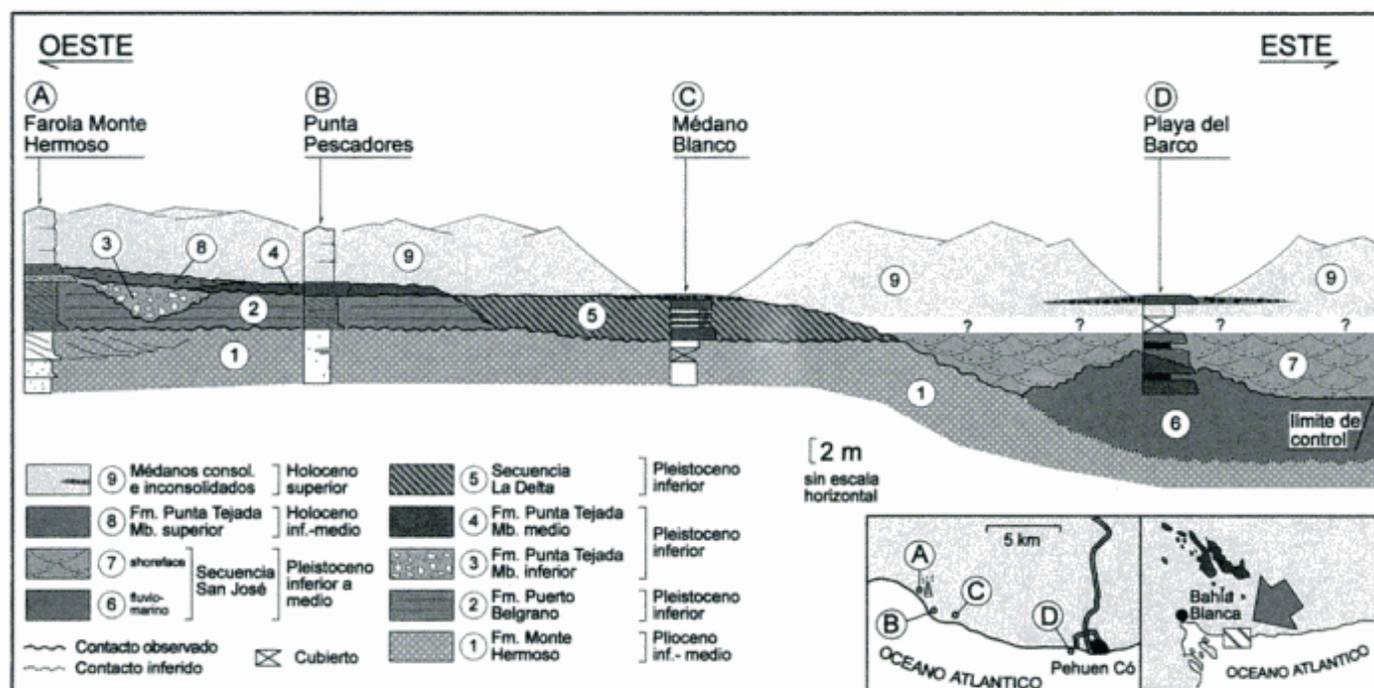
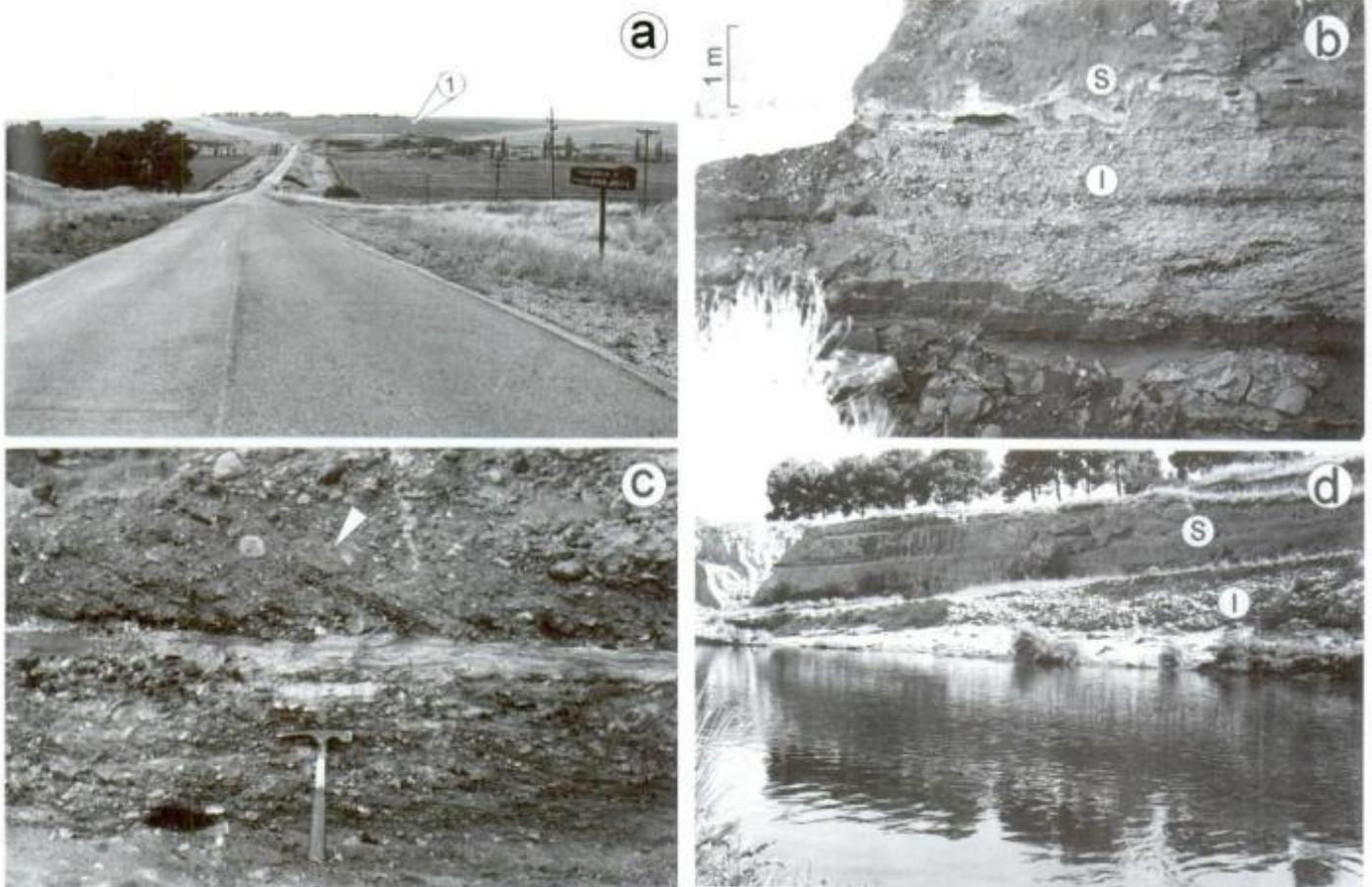


Figura 3: Corte estratigráfico de la zona costera en el suroeste de la provincia de Buenos Aires. Sin escala horizontal.



**Figura 4:** a, Panorámica del valle del río Sauce Grande en la localidad tipo de la Secuencia San José (indicada con 1). b, Vista de la Secuencia San José en su localidad tipo. En ella se pueden reconocer claramente las dos secciones, inferior (i) y superior (s) separadas entre sí por una discordancia de erosión. La escala es aproximada. c, Detalle de los depósitos clásticos gruesos de la sección inferior de la Secuencia San José. En la porción superior (flecha) se observan depósitos de corrientes saturadas en sedimento (*sediment-laden stream flow*) canalizadas. El martillo de escala. d, Vista de la Secuencia San José en Saldungaray. Nótese las dos secciones (inferior y superior) en una terraza elevada respecto del cauce actual del río Sauce Grande.

co (localidad 2 en Fig. 1; véase además la sección D de la Fig. 3).

*Secuencia San José (nom. nov.), Pleistoceno temprano - Pleistoceno medio*

**Localidad y área tipo:** Valle del río Sauce Grande en el Bajo San José (localidad 5 en Fig. 1, Fig. 4), partido de Coronel Pringles, provincia de Buenos Aires. Hoja IGM 1:100.000 No. 3963-12 «Cabildo». El área tipo comprende el valle del río Sauce Grande (Fig. 1) desde Saldungaray (localidad 8) hasta la Cantera Veane (localidad 4).

El perfil tipo se ubica en la Terraza I de Borromei (1988), localizado en la margen izquierda del río Sauce Grande (Figs. 4a y 4b). El nombre se refiere a la localidad tipo. Se reconocen para esta unidad la presencia de dos secciones: inferior y superior, separadas entre sí por una discordancia de erosión (Figs 4b, 4d y 5b).

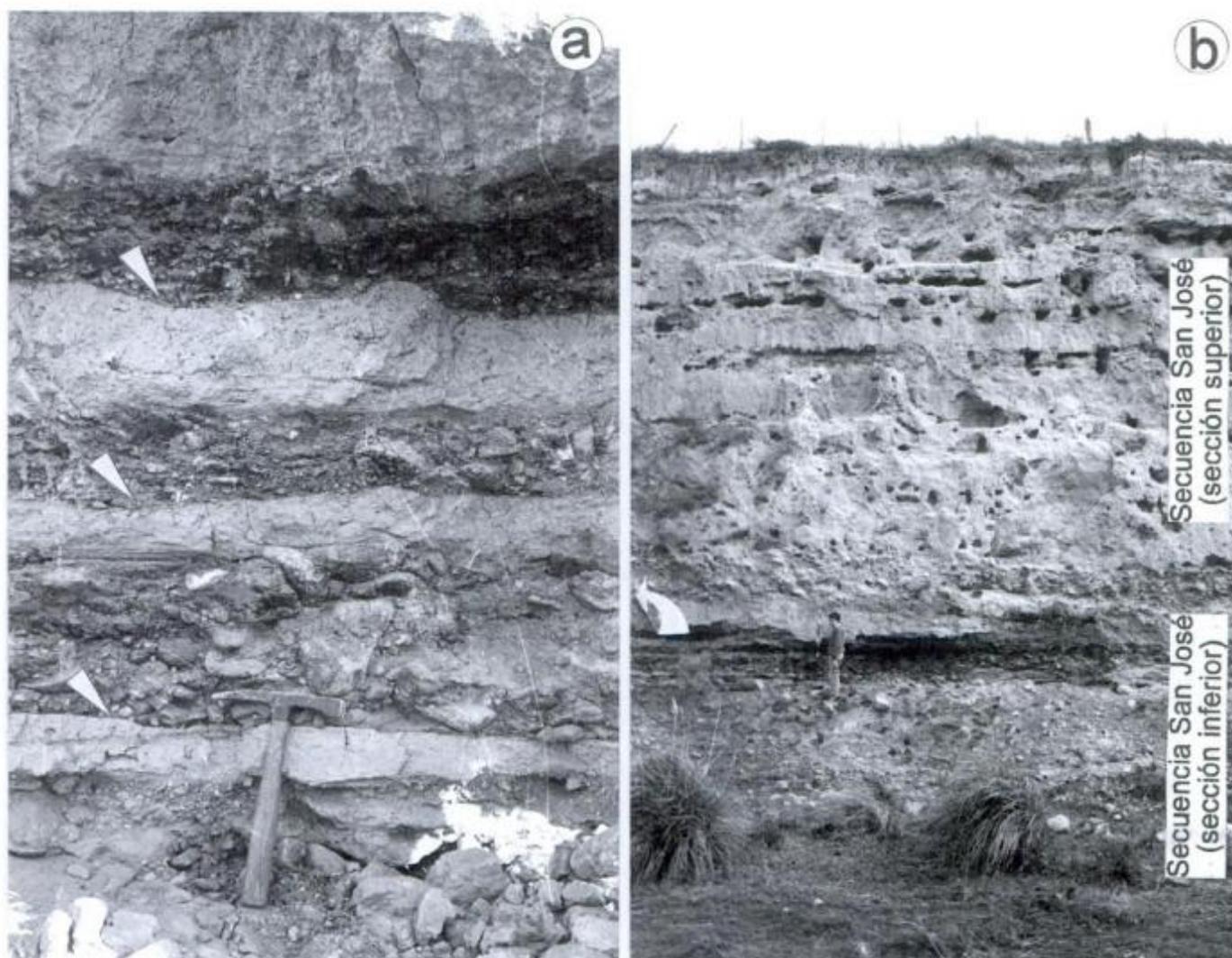
**Sección inferior:** En su localidad tipo, la sección inferior de la Secuencia San José (Figs. 4b y 4c) se compone por conglomerados, arenas y en menor medida pelitas de ambiente fluvial (*river deposits*; Mutti *et al.* 1996). El espesor total alcanza los 4 m, apoyando en discordancia erosiva sobre el Plioceno temprano-medio (Formaciones Saldungaray y La Toma, equivalentes a la Formación Monte Hermoso). Las facies sedimentarias muestran una elevada complejidad, conformando individualmente ciclos granodecrecientes de 0,3 a 1 m de espesor relacionados a avenidas fluviales (Fig. 5a). Los conglomerados muestran una fábrica clasto sostén, y se presentan masivos o con formas de acreción de gran escala. Se interpretan a dichos conglomerados como depósitos residuales producto de la transformación de flujos hiperconcentrados en corrientes saturadas de sedimento (*sediment-laden stream flow*). Las facies arenosas comprenden arenas gruesas entrecruzadas con gravas, interpretadas como *climbing dunes* (Mutti *et al.* 1996) (Fig. 4c) y una variedad de facies de arenas

finas laminadas y entrecruzadas relacionadas a corrientes canalizadas de baja densidad (*stream flow*). Las delgadas facies pelíticas corresponden a decantación a partir de aguas calmas y frecuentemente muestran bioturbación (Figs. 4b y 5a). En menor medida se citan depósitos de arenas eólicas con estructuras diagnósticas (*climbing translateral strata*; Hunter 1977). Es frecuente en esta unidad la presencia de restos fósiles de vertebrados, a menudo articulados. Los hallazgos (Deschamps y Borromei 1992) sugieren la existencia de cuatro comunidades que podrían denominarse proximales (lítica y ribereña), intermedias (monte, bosque en galería) y distales (pastizales y estepas), con respecto al sitio de acumulación.

Los datos paleoambientales y paleozoogeográficos aportados por los sigmodóntidos sumados a los provistos por el resto de la fauna, evidencian una mezcla de especies de abolengo brasílico y patagónico

(Pardiñas y Deschamps 1996).

Se incluyen en esta unidad los depósitos conglomerádicos aflorantes en plataforma de abrasión, con base desconocida, en las vecindades de la localidad de Pehuén C6 (localidad 2 en Fig. 1; Playa del Barco). La posibilidad de existencia en el pasado de antiguos cursos del río Sauce Grande localizados más hacia el oeste ha sido sugerida por varios autores (Freguelli 1928; Bonaparte 1960; Vega *et al.* 1989; Schillizzi *et al.* 1992; Bay6n y Zavala 1997). Inspecciones de terreno y datos de perforaciones en la zona comprendida entre la cantera Veane (localidad 4 en Fig. 1) y Playa del Barco (localidad 2 en Fig. 1) indican la continuidad física de estos dep6sitos a poca profundidad. En esta 6ltima localidad se componen por ciclos granodecrecientes de conglomerados que gradan a delgados niveles de areniscas finas y pelitas. Las facies conglomerádicas compren-



**Figura 5:** a, Detalle de los dep6sitos clásticos gruesos de la secci6n inferior de la Secuencia San Jos6 en Saldungaray. Se indican con las flechas los distintos ciclos granodecrecientes relacionadas a dep6sitos de avenidas fluviales. El martillo de escala. b, Vista de la Secuencia San Jos6 en la localidad de Saldungaray. Se aprecian claramente las dos secciones separadas entre s6 por una discordancia erosiva. En el recuadro inferior izquierdo se indica la ubicaci6n de la Fig. 5a. El ge6logo (c6rculo) de escala.

den niveles clasto sostén interpretados como depósitos residuales, y niveles matriz - sostén correspondientes a *debris-flow* cohesivos, flujos hiperconcentrados y corrientes de turbidez de alta densidad gravosas. Estos niveles presentan una abundante fauna de vertebrados fósiles (véase Aramayo y Manera de Bianco 1989), así como la presencia de grandes bloques (hasta 50 cm) de sedimentos terciarios (Formación Monte Hermoso) rodados. La existencia dentro de los niveles gruesos de bioturbaciones de *Ophiomorpha nodosa* en posición de vida, así como de fauna marina asociada, nos indica un ambiente marino somero, donde irrumpirían corrientes fluviales de alta densidad no canalizadas, correspondientes a lóbulos proximales de un sistema de *river-delta* (Mutti *et al.* 1996). Estos depósitos gruesos (que afloran con base desconocida) se relacionarían con una transgresión marina, ya que hacia el techo se reconocen en discordancia de erosión (*ravinement*), depósitos arenosos gruesos con estratificación en artesa de gran escala. Estos niveles, que corresponderían a un *upper shoreface* (Vega *et al.* 1989), incluyen abundante fauna marina y restos fósiles de vertebrados rodados. Los mismos indicarían el retrabajo de los depósitos fluviales preexistentes por procesos de difusión marina, en un ambiente donde el aporte fluvial se encuentra en franca disminución. El hecho de que depósitos de *shoreface* se encuentren aflorantes indicaría que el nivel del mar era más alto que el actual. En este trabajo se interpreta que esta ingresión de alta energía sería responsable del labrado de los acantilados fósiles reconocidos entre Falarola Monte Hermoso y el relleno sanitario de Bahía Blanca, coincidiendo con lo expresado por Bayón y Zavala (1997) para la zona de Pehuén C6.

**Sección superior:** La sección superior de la Secuencia San José se dispone en discordancia erosiva sobre la sección inferior. Se compone de hasta 12 m de sedimentos lo6ssicos y arenosos finos en los que intercalan de manera esporádica delgados lentes de areniscas gruesas y conglomerados finos (Figs. 4b, 4d y 5b). Se reconocen asimismo depósitos de corrientes de alta densidad (flujos gravitativos cohesivos) con clastos «flotantes» de rocas paleozoicas y limos terciarios. Es com6n en esta unidad la existencia de numerosos niveles de estabilidad constituidos por paleosuelos.

Se interpreta que esta unidad correspondería a depósitos e6licos y fluviales ef6meros acumulados en una zona geomorfol6gicamente deprimida constituida por el valle fluvial inactivo. En zonas proximales (Saldungaray, localidad 8 en Fig. 1), esta unidad se compone por depósitos distales de abanicos aluviales (Figs. 4d y 5b). El espesor es m6ximo en las 6reas serranas, disminuyendo progresivamente hacia las zonas m6s distales.

**Edad y correlaciones:** Sobre la antigüedad de los sedimentos de Bajo San José se han emitido diversas opiniones (véase Deschamps 1995; Deschamps y Borromei 1992). La presencia en la sección inferior de la Secuencia San José (ex Terraza I, Borromei 1988) de *Macrauchenioptis ensenadensis* y *Megatherium* cf. *M. gallardoi* (Deschamps 1995) sugieren su asignación al Ensenadense. Según Pardiñas y Deschamps (1996) la presencia de *Ctenomys kraglievich* robustece su ubicación en el Ensenadense, debido a que este roedor también se encuentra en sedimentos que representan al Pleistoceno temprano-medio en la regi6n de Necochea y Punta Hermengo (Tonni *et al.* 1996). La sección superior de la Secuencia San José podría ser equivalente a los depósitos e6licos y gravitativos reconocidos por Rabassa (1989) en la zona pedemontana y asignados por 6ste al miembro inferior de la Formaci6n Saavedra, aunque sus relaciones laterales no han sido adecuadamente comprobadas.

#### *Secuencia Agua Blanca (emend. De Francesco 1970), Pleistoceno medio - Holoceno*

Se incluyen en esta unidad los depósitos conglomerádicos y arenosos finos aflorantes en las barrancas disectadas por el cauce actual del río Sauce Grande y dem6s arroyos de la zona. La denominaci6n original corresponde a De Francesco (1970), quien la utiliz6 para los conglomerados y areniscas aflorantes en las barrancas del arroyo Agua Blanca. Rabassa (1989) reconoci6 dentro de la Formaci6n Agua Blanca, la existencia de tres miembros: Psefítico Inferior, Arenoso Medio y Limo Arenoso Superior, en este trabajo redefinidos como secciones inferior, media y superior. Esta redefinici6n se hace necesaria ya que el Miembro Psefítico inferior se ha utilizado recurrentemente para nominar depósitos pertenecientes a terrazas m6s antiguas (Rabassa 1989; Deschamps y Borromei 1992), lo que ha provocado cierta confusi6n.

**Sección inferior:** Comprende conglomerados gruesos dispuestos discordantemente sobre rocas paleozoicas o terciarias, aunque frecuentemente su base no est6 expuesta. En la localidad de La Toma (localidad 7 en Fig. 1) se compone por conglomerados residuales fluviales clasto sostén, con un espesor aflorante de 0,8 metros. En 6sta, as6 como en Saldungaray, se pueden observar claramente las relaciones estratigráficas diacr6nicas con la Secuencia San José.

**Sección media:** Esta unidad incluye depósitos limoarenosos de color pardo rojizos, en apariencia masivos, los que presentan marcada bioturbaci6n culminando frecuentemente hacia el techo con un paleosuelo decapitado. Estos niveles se disponen en con-

tacto neto sobre la sección inferior, con un espesor variable entre 1,5 y 2,5 metros. En el arroyo Napostá, en la localidad de García del Río (Fig. 1), se reconocen en esta unidad depósitos de flujos densos con clastos «flotantes» de sedimentos provenientes de unidades terciarias. Sobre estos se presentan además depósitos de arenas medias laminadas, con estructuras sedimentarias diagnósticas de procesos eólicos. Un rasgo destacable es que en ninguna de las numerosas localidades visitadas, en todos los sistemas fluviales desde el arroyo Chasicó hasta el río Quequén Salado, se han encontrado evidencias que indiquen un sistema fluvial activo durante su deposición. Esta unidad aparece como un cuerpo sedimentario en apariencia bastante uniforme, caracterizado por acumulaciones fluviales efímeras y eólicas en una depresión geomorfológica relacionada a un valle fluvial inactivo. Evidencias de campo (litología, paleocorrientes, estructuras sedimentarias y geometría) sugieren que el aporte fluvial efímero no provendría de la cuenca de drenaje principal, localizada en las Sierras Australes, sino de redes de drenaje secundarias más pequeñas localizadas en las divisorias, con una orientación perpendicular respecto a la del curso principal. Se incluyen en esta unidad los niveles limo-arenosos aflorantes en plataforma de abrasión entre las localidades de Pehuén C6 y Monte Hermoso. Estos depósitos comprenden una amplia variedad de facies desde depósitos proximales de *debris-flow* cohesivos (con clastos de sedimentos terciarios redondeados de hasta 50 cm «flotando» en una matriz de arena fina - pelita), hasta niveles distales compuestos por bancos tabulares gradados integrados por estratos de arena fina con estructuras de tracción - decantación y arcillas con grietas de desecación. Corrientemente estos últimos niveles muestran icnitas de mamíferos extinguidos, las que localmente pueden ser muy abundantes, como en el yacimiento paleoicnológico de Pehuén C6 (Aramayo y Manera de Bianco 1996).

El contenido palinológico de estos depósitos en el río Sauce Grande (Bajo San José), sugiere asimismo un paleoambiente árido a semiárido, ya que Borronei (1995) y Quattrocchio y Borronei (1998) han reconocido en ellos a la Zona Palinológica SG-4, constituida por *Chenopodiaceae* - *Amaranthaceae*, *Gramineae* y *Compositae Tubuliflorae*. Esta asociación reflejaría la estepa herbácea psamófila, asociada a una estepa arbustiva xérica. En el arroyo Napostá, Quattrocchio *et al.* (1998) indican para esta sección condiciones frías-áridas a extremadamente áridas.

**Sección superior:** Esta unidad estratigráfica comprende sedimentos arenosos finos y pelitas de color gris oscuro, dispuestos en contacto neto o neto-erosivo sobre la unidad precedente. Estos sedimentos muestran corrientemente una elevada bioturbación, aunque en ciertas posiciones se reconocen láminas

alternantes de limos y arcillas que indican procesos de decantación a partir de aguas calmas en cuerpos someros de agua dulce (Quattrocchio *et al.* 1988). En la presente síntesis se interpreta a esta unidad como depósitos de *spring* (Quade *et al.* 1995), relacionados a encharcamientos dentro del valle fluvial como consecuencia del ascenso del nivel freático por sobre la superficie del fondo del valle. Estos encharcamientos habrían originado una serie de lagunas en rosario a lo largo de los valles fluviales, las que habrían sido progresivamente capturadas por erosión retrocedente a medida que se configuraba la red fluvial actual durante el Holoceno medio - tardío. Esta interpretación se sustenta además en el contenido de ostrácodos de estos depósitos (Quattrocchio *et al.* 1988), los que indican comunidades completas en un ambiente de aguas calmas incompatible con un sistema fluvial activo. Estos depósitos «lagunares» presentan geometrías irregulares (Quattrocchio *et al.* 1988), siendo reemplazados lateralmente por suelos hidromórficos, o suelos bien drenados con horizontes B texturales bien desarrollados (Borronei 1995). Respecto al contenido palinológico, Borronei (1995) cita para esta unidad en el Bajo San José (localidad 5 en la Fig. 1) la Zona Palinológica SG-3, caracterizada por la presencia de *Gramineae*, *Compositae Tubuliflorae* y *Chenopodiaceae-Amaranthaceae*, en orden decreciente de representatividad. Las *Gramineae*, *Compositae Tubuliflorae* y *Umbelliferae* alcanzan sus valores más altos. Esta asociación representa a la estepa gramínea actual, sugiriendo la presencia de ambientes con mayor disponibilidad de agua. Similares condiciones ambientales se citan para la sección superior de la Secuencia Agua Blanca en el arroyo Napostá (Quattrocchio *et al.* 1998).

Se incluyen en esta unidad los depósitos finos laminados aflorantes en la localidad de Camping Americano, localizada al oeste del balneario de Monte Hermoso. Estos depósitos han sido interpretados como relacionados a lagunas intermedanas de agua dulce (Zavala *et al.* 1992), las que presentan una marcada densidad de icnitas humanas fósiles en el Sitio Arqueológico Monte Hermoso 1 (Bayón y Politis 1996).

**Edad y correlaciones:** La sección inferior de la Secuencia Agua Blanca es portadora de restos de megamamíferos fósiles, aunque los hallazgos han sido poco significativos. El mejor registro proviene de la sección media, la que presenta vertebrados fósiles entre los que se citan *Scelidotherium leptcephalum*, *Macrauchenia patachonica*, *Hemiauchenia* sp. y *Equus (Amerhippus)* sp., los que permitirían su asignación al Lujanense (Quattrocchio *et al.* 1988). De acuerdo a su posición estratigráfica, en este trabajo se propone que la base de la sección media podría ser mucho más antigua que lo previamente considerada (hasta 0,5 Ma A.P.) por lo que se estima algu-

nas dataciones radiocarbónicas de esta unidad (e.g.  $12.000 \pm 110$  años A.P.; en Aramayo y Manera de Bianco 1996, realizadas sobre sedimento) deberían tomarse con precaución. La sección media de la Formación Agua Blanca podría relacionarse tanto genética como temporalmente con los depósitos eólicos y gravitativos reconocidos por Rabassa (1989) en áreas de divisorias, y denominados como Miembro Medio de la Formación Saavedra.

Observaciones de campo indican que la sección superior de la Secuencia Agua Blanca sería esencialmente diacrónica, con edades comprendidas entre el Holoceno temprano y la actualidad, ya que en la cabecera de numerosos arroyos (e.g. Arroyo Sauce Chico) esta unidad se está desarrollando actualmente. Como se expresara anteriormente, la génesis de estos depósitos se relacionan a niveles de *spring*. Esto hace que en el valle del río Sauce Grande, esta unidad sea más antigua hacia la costa ( $7.125 \pm 75$  años A.P.; Bayón y Politis 1996), presentando una edad progresivamente más reciente hacia las cabecezas como consecuencia de la erosión retrocedente. A modo de ejemplo, la misma ha sido datada en  $5.010 \pm 120$  años A.P. en el Bajo San José (localidad 5 en Fig. 1; Borromei 1995), en tanto que Rabassa (1989), cita una edad de  $2.240 \pm 55$  años A.P. en la localidad de La Toma (localidad 7 en Fig. 1).

Para el arroyo Napostá se sugieren similares relaciones de diacronismo, ya que Quattrocchio *et al.* (1998) obtienen para la sección superior edades máximas que varían entre  $5.580 \pm 100$  años A.P. en la zona costera (Grumbein) y  $1.960 \pm 100$  años A.P. y  $2.610 \pm 60$  años A.P. en el valle medio (localidades de Chacra Santo Domingo y García del Río, respectivamente).

#### *Formaciones Chacra la Blanqueada y Matadero Saldungaray (Rabassa 1989), Holoceno*

Con la denominación de Formación Chacra La Blanqueada se incluyen depósitos arenosos finos, con algunas gravas dispersas, los que se disponen en discordancia erosiva sobre la sección superior de la Secuencia Agua Blanca. Estos depósitos frecuentemente se encuentran altamente bioturbados y constituyen distintos niveles de paleosuelos (u ocasionalmente suelos aditivos) con un espesor total comprendido entre los 0,5 y 1,5 metros. Corrientemente conforman estratos tabulares a irregulares gradados, con estructuras sedimentarias indicativas de procesos de tracción-decantación. Como nota característica se cita que el contenido faunístico de esta unidad puede incluir formas de fauna introducida y material arqueológico post-contacto. El origen de estos depósitos se relaciona a desbordes del curso actual de

los arroyos de la zona, por lo que su desarrollo se limita a los valles fluviales activos. Lateralmente a estos depósitos, en zonas protegidas dentro de los valles o en las divisorias, se reconocen depósitos de arenas finas a medias, depositados en un ambiente de dunas eólicas, los que han sido asignados a la Formación Matadero Saldungaray. Aunque algunos autores (Rabassa 1989) han sugerido la equivalencia lateral en el tiempo de esta última con la Formación Chacra la Blanqueada, sus relaciones precisas son, a la actualidad, poco conocidas. De la misma manera, no son claras las relaciones entre la Formación Matadero Saldungaray y el Miembro Superior de la Formación Saavedra, reconocido por Rabassa (1989) en la zona pedemontana.

El contenido palinológico de la Formación Chacra La Blanqueada en la localidad de San José (localidad 5 en Fig. 1) ha sido estudiado por Borromei (1995), quien describe a la Zona Polínica SG-2. Ésta se caracteriza por una asociación de Chenopodiaceae, Amaranthaceae, Cruciferae, Compositae Tubuliflorae y Gramineae, la que representaría una estepa psamófila con escasos elementos del monte arbustivo, indicativa de condiciones áridas a semiáridas. Similares características han sido inferidas para esta unidad en el arroyo Napostá Grande por Grill (1994).

*Edad y correlaciones:* De acuerdo a Rabassa (1989) las Formaciones Chacra la Blanqueada y Matadero Saldungaray corresponderían al Holoceno tardío hasta tiempos históricos. Como se expresara anteriormente, el origen de la Formación Chacra la Blanqueada se relaciona a desbordes del curso fluvial, por lo que se interpreta que al igual que la sección superior de la Secuencia Agua Blanca, los eventos de desborde serán más numerosos y más antiguos en la zona costera que en zonas proximales. Los fechados radiocarbónicos parecerían corroborar lo antedicho, ya que en el valle medio (San José, localidad 5 en Fig. 1) Borromei (1995) cita para esta unidad una edad de  $2.830 \pm 90$  años A.P., en tanto que Rabassa (1989) indica aguas arriba (La Toma, localidad 7 en Fig. 1) cuatro fechados con edades comprendidas entre  $1.570 \pm 45$  años A.P. y  $1.150 \pm 70$  años antes del presente.

#### **Algunas consideraciones sobre la evolución de los valles fluviales en zonas áridas y semiáridas**

Tal como se expresara anteriormente, en este trabajo se propone que los valles fluviales en el área de estudio han funcionado de manera esporádica en el tiempo como zona de transporte de sedimentos fluviales desde la zona serrana hacia la plataforma. Evidencias de campo sustentan fuertemente la hipótesis de que dichos valles fluviales han actuado du-

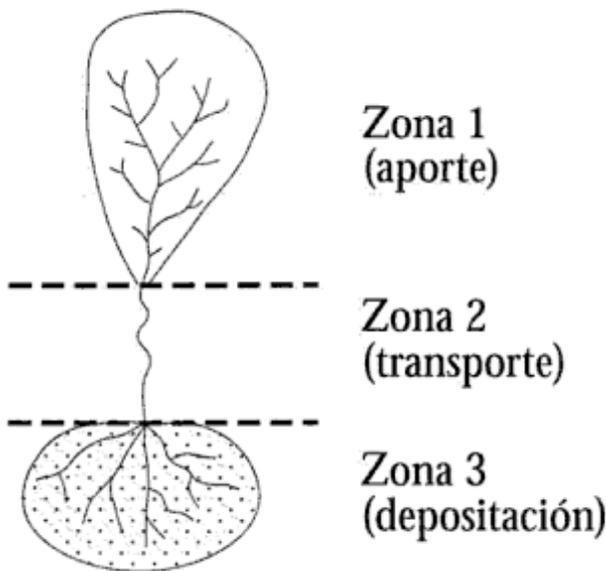


Figura 6: Esquema idealizado de un sistema fluvial (redibujado de Schumm 1977).

rante la mayor parte del tiempo como zonas deprimidas secas, sujetas a no depositación, o a deposición eólica o por corrientes fluviales efímeras de origen local, en un entorno árido a semiárido. De acuerdo a lo postulado por Schumm (1977, 1981; Fig. 6) el sistema fluvial visto de manera global se compone de tres zonas: (1) zona de aporte, (2) zona de transporte y (3) zona de deposición.

La zona de aporte (1) es aquella que provee el agua y los sedimentos, dominada principalmente por procesos de meteorización y erosión. La zona de transporte (2) comprende áreas de tránsito del sedimento hacia su destino final, donde coexisten procesos de erosión y deposición transitoria. La zona de deposición (3) es aquella en la que la mayor parte de los sedimentos es acumulada, dominada por lo tanto por procesos de deposición. Una de las consecuencias de este razonamiento es que el registro más completo de la deposición fluvial se encontrará en la zona de deposición (en el caso del río Sauce Grande, en la actual plataforma continental), en tanto que en la zona de transporte sólo es esperable un registro parcial, constituido por niveles de terrazas con bajo potencial de preservación.

Al contrario de lo que ocurre en los sistemas fluviales fósiles, donde se preservan únicamente para su estudio las zonas depositacionales, en el área de estudio que nos ocupa tenemos fundamentalmente registros parciales del sistema fluvial en la zona de transporte, ya que la zona depositacional no se encuentra aflorante. Del detallado análisis de terreno de las terrazas fluviales allí presentes se propone, a modo de hipótesis de trabajo, un modelo evolutivo para las secuencias fluviales en el suroeste de la provincia de Buenos Aires (Fig. 7). En el mismo se pueden distinguir claramente cuatro etapas: (1) ero-

sión / no depositación, (2) relleno inicial, (3) relleno final y (4) relleno final / incisión.

(1) *Etapa de erosión / no deposición:* Un punto importante en la comprensión de la dinámica fluvial en zonas de transporte es la adecuada valoración de la discordancia basal de las terrazas aluviales. Esta discontinuidad corresponde a la etapa de máxima eficiencia del sistema, durante la cual las zonas de aporte (ubicadas en áreas serranas) y de deposición (localizada en la plataforma) se encuentran interconectadas. En este momento, la zona de transporte es objeto de erosión y *bypass* sedimentario. Probablemente gran parte de las acumulaciones clásticas gruesas en la zona depositacional tienen a dicha superficie como su equivalente temporal. La mayoría de los sedimentos disponibles tanto en las zonas de aporte (abanicos aluviales), como en las zonas de transporte (planicie aluvial, y terrazas más antiguas dentro de los valles) son removilizados hacia la cuenca. Estudios de laboratorio (Wood 1991; Ethridge *et al.* 1992) indican que la erosión se iniciaría en la zona costera, avanzando hacia las cabeceras por un proceso de erosión retrocedente. Este proceso podría liberar de manera instantánea grandes volúmenes de agua contenidos en lagos de valle, a través de la rotura de diques naturales (Costa y Schuster 1988). La generación de dichos cuerpos de agua se vería favorecida por la existencia de un período sin actividad fluvial (valle seco), durante el cual avalanchas de rocas o flujos de barro desde redes de drenaje laterales (secundarias) podrían generar obstáculos en la pendiente normal del valle. Al aumentar la disponibilidad de agua (por ejemplo al inicio de un interglacial), estos obstáculos pueden convertirse en verdaderos diques (de inestabilidad creciente) que limitan cuerpos de agua. Si bien en las zonas de llanura la presencia de lagos naturales con volúmenes importantes pareciera poco probable, en el valle medio y superior del río Sauce Grande existen numerosas angosturas sobre rocas paleozoicas (por ejemplo donde se ubica el actual Dique Paso Piedras) donde existe la combinación de relieve y estrechez del valle que hacen posible este tipo de fenómeno.

(2) *Etapa de relleno inicial:* A medida que el sistema fluvial reduce su energía (y consecuentemente su eficiencia), los sedimentos fluviales gruesos comienzan a ser retenidos y depositados en lo que fuera la zona de transporte en la etapa 1 (valle fluvial). Esta etapa marca un instante en la retracción de la zona depositacional de la red de drenaje principal, desde la cuenca marina hasta conos aluviales localizados en el área serrana. La etapa de relleno inicial se caracteriza, en la zona de valle, por una compleja asociación de facies de barras gravosas (barras sigmoidales) y rellenos de canal, en tanto que en las zonas distales adquieren preponderancia los proce-

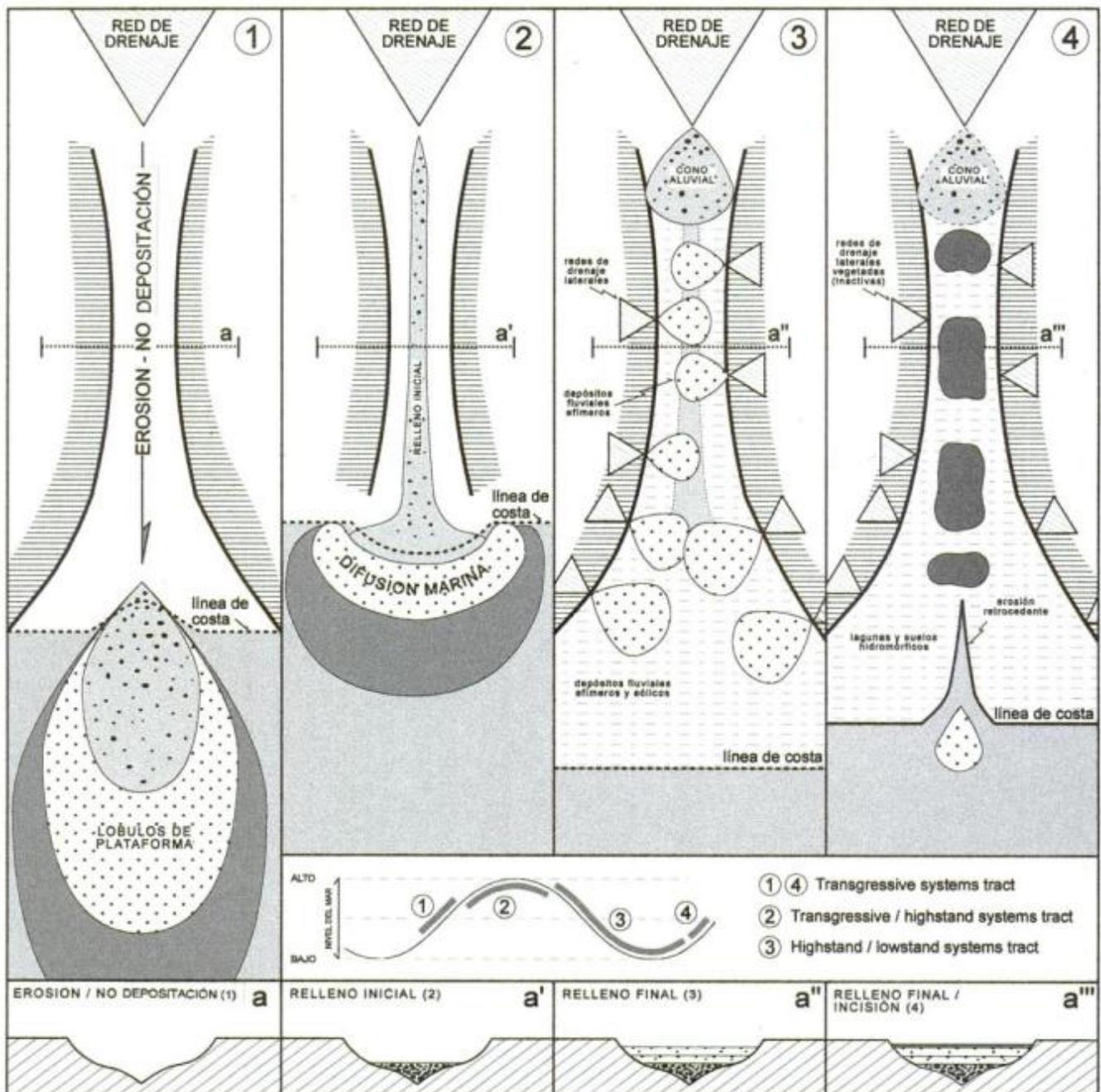


Figura 7: Modelo conceptual de evolución para los valles fluviales del suroeste de la provincia de Buenos Aires. Explicaciones en el texto.

tos de difusión marina como consecuencia de una disminución en los aportes fluviales. Si la pérdida de eficiencia se produce en un tiempo relativamente breve, los depósitos fluviales de esta etapa pueden ser poco significativos dentro de los valles, acumulándose los niveles de la etapa de relleno final en contacto directo sobre la discordancia basal producida durante la etapa 1.

(3) *Etapa de relleno final*: Durante esta etapa, los aportes fluviales originados en la red de drenaje se-

rrana son retenidos como depósitos proximales en forma de abanicos aluviales. El valle fluvial se comporta de esta manera como una zona geomorfológicamente deprimida, sin escorrentía superficial. La existencia de esta etapa se halla ampliamente documentada en el campo, pudiendo corresponder a períodos de aridez. Los aportes se limitan a depósitos locales provenientes de flujos gravitativos de pequeño volumen originados a partir de redes de drenaje laterales localizadas en las divisorias y depósitos eólicos. Estas redes de drenaje laterales se desarrollan

sobre las unidades terciarias que se encuentran sin cobertura y sujetas a erosión mecánica. Durante la etapa siguiente (etapa 4) estas zonas de drenaje laterales, son abandonadas como consecuencia del aumento regional en las precipitaciones, constituyendo valles laterales vegetados, en condiciones similares a las actuales en el área. Hacia fines de la etapa de relleno final son comunes las superficies de estabilidad representadas por desarrollo de suelos en el valle aluvial, los que en algunos sectores pueden comportarse como suelos aditivos.

(4) *Etapa de relleno final / incisión*: Esta etapa se caracteriza por la instalación de un sistema de lagunas en rosario y suelos hidromórficos asociados, como consecuencia de un aumento progresivo en la disponibilidad de agua dentro de un sistema sin conexión fluvial organizada con la cuenca marina. Los depósitos asociados, generalmente de grano fino y ricos en materia orgánica, se ubican con base neta o transicional sobre los depósitos de la etapa 3. La preservación geológica de este tipo de depósitos (etapa 4) es limitada, ya que se localizan en las zonas centrales de los valles, las más susceptibles de ser removidas durante la etapa 1 del siguiente ciclo. Sistemas de lagunas en rosario desarrolladas sobre valles inactivos son actualmente reconocibles en el sector occidental de la zona de estudio (área de Darregueira, Guatraché, etc.). El inicio de esta etapa se relaciona a un incremento en las precipitaciones asociado a un ascenso relativo del nivel del mar, condiciones similares a las existentes en la región de Bahía Blanca durante el Holoceno. La existencia de estas lagunas dentro de los valles fluviales ha sido documentada en detalle para el caso del arroyo Napostá (Quattrocchio *et al.* 1988) para el Holoceno tardío ( $1.960 \pm 100$  años A.P.), las que incluyen además indicadores faunísticos de condiciones cálidas (fauna brasílica).

## Discusión

Desde un punto de vista geomorfológico, la ciclicidad observable en distintas escalas en los sistemas fluviales responde a factores extrínsecos e intrínsecos (Schumm 1973, 1977; Wescott 1993). Los factores extrínsecos son aquéllos externos, tales como el clima, tectónica y cambios eustáticos, en tanto que los factores intrínsecos son propios del sistema (e.g. la ciclicidad producida por la migración de un canal). Los modelos corrientes de estratigrafía secuencial tienden a relacionar la incisión de valles fluviales a descensos relativos del nivel del mar (Posamentier *et al.* 1988; Posamentier y Vail 1988; Van Wagoner *et al.* 1990; Shanley y McCabe 1994; Wright y Marriott 1993), aunque la geomorfología

indica que la respuesta de los sistemas fluviales a cambios en el nivel de base es más compleja que una simple incisión o agradación (Leopold *et al.* 1964; Schumm 1977, 1993; Ritter 1986; Wescott 1993). Desafortunadamente, si bien existen numerosos modelos teóricos, son escasos los estudios sobre la respuesta de los sistemas fluviales a los cambios eustáticos durante el Cuaternario. Por ejemplo, aunque está bien documentado que durante la última glaciación, hace 20.000 años, el nivel del mar se encontraba 120 m por debajo del nivel actual (Alley 1990), no se hallaron evidencias de incisión en los valles fluviales del suroeste de la provincia de Buenos Aires en dicho período, el que corresponde al desarrollo de depósitos efímeros y paleosuelos, los que integran la sección media de la Secuencia Agua Blanca. Probablemente uno de los factores extrínsecos que ha jugado un papel preponderante en la región es el clima. De hecho, si los cambios climáticos limitan las precipitaciones a un punto dramático, ni la tectónica ni los cambios eustáticos alcanzan para producir incisión o removilización de sedimentos desde la zona serrana hacia la cuenca.

De acuerdo a la relación de *Clausius-Clapeyron*, el volumen global de las precipitaciones se encuentra en relación directa con la temperatura global (Allen 1997). De esta manera, durante un período glacial es esperable un incremento en la aridez, en tanto que los períodos interglaciales se caracterizarían por un aumento en la pluviosidad. A modo de ejemplo, se ha calculado para el Cretácico un 20% de incremento en las precipitaciones como resultado de un aumento global en la temperatura de 10°C (Allen 1997). Para el caso de la última glaciación, se halla bien documentado una expansión en las áreas desérticas en las latitudes bajas y medias (Sarnthein 1978; Street y Grove 1976). Asimismo, la existencia de un clima árido en la región Pampeana entre los 36.000 y 10.000 años A.P. ha sido citada por Quattrocchio y Borromei (1998), coincidiendo parcialmente con Iriondo (1994). Este último autor indica además que los caudales de los ríos Bermejo, Pilcomayo y Salado habrían sufrido reducciones notables durante aquel período, del orden del 20% respecto de los caudales actuales (Iriondo 1990).

Todo parece indicar que la etapa 1 se relacionaría a un cambio climático correspondiente al inicio de un período interglacial. En este momento, a un aumento en la pluviosidad se le sumaría una alta disponibilidad de sedimentos. La posible existencia de obstáculos en la red natural de drenaje favorece el desarrollo de diques naturales y por lo tanto, la capacidad del sistema para liberar grandes volúmenes de agua de manera instantánea a medida que avanza la erosión retrocedente. La etapa 2 representaría asimismo un período interglacial, lo que se sustenta además por el alto nivel relativo del mar (i.e. los depósitos marinos de *shoreface* de la sección inferior

de la Secuencia San José, aflorantes en las cercanías de Pehuén C6, indican un nivel del mar superior al actual) y la existencia de indicadores faunísticos de ambiente cálido en los depósitos clásticos gruesos (i.e. en el Miembro inferior de la Formación San José) (Pardiñas y Deschamps 1996). Los períodos de baja actividad del sistema (etapa 3) se relacionarían al deterioro climático asociado a períodos glaciarios caracterizados por aridez y sin actividad fluvial permanente. Estos depósitos en los valles presentan además buen desarrollo de depósitos loésicos, los que se relacionan a períodos glaciarios (Fink y Kukla 1977; Pye 1987; Pye y Li-Ping Zhou 1989; Allen 1997).

### Agradecimientos

Los autores agradecen al CONICET, CIC y al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por el apoyo brindado durante más de diez años de trabajo. Asimismo, se agradece la colaboración en el trabajo de campo y discusiones de C. Bayón, A.M. Borromei, R. González, S. Grill, D. Martínez y H. Ortiz. El trabajo de revisión efectuado por los árbitros ha permitido mejorar substancialmente este trabajo.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A., 1997. *Earth Surface Processes*. Blackwell Science Ltd., 404 p., London.
- Alley, R.B., 1990. West Antarctic collapse - How likely?. *Episodes*, 13: 231-238.
- Aramayo, S. y Manera de Bianco, T., 1989. Nuevos hallazgos de mamíferos pleistocénicos en el yacimiento de Playa del Barco, Provincia de Buenos Aires. *Actas Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 701-712. Tandil.
- Aramayo, S. y Manera de Bianco, T., 1996. Edad y nuevos hallazgos de icnitas de mamíferos y aves en el yacimiento paleoicnológico de Pehuén C6 (Pleistoceno tardío), Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 4*, 1º Reunión Argentina de Icnología: 47-57. Buenos Aires.
- Bayón, C. y Politis, G., 1996. Estado actual de las investigaciones en el sitio Monte Hermoso 1 (Prov. de Buenos Aires). *Arqueología*, 6: 83-116.
- Bayón, C. and Zavala, C., 1997. Coastal sites in southern Buenos Aires: a review of «Piedras Quebradas». *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 10: 229-253.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P. and Zanchetta, G., 1996. Farola Monte Hermoso: fission-track dating of Darwin's mammals deposit in Argentina. *Journal of Quaternary Science*, 11: 423-426.
- Bonaparte, J., 1960. La sucesión estratigráfica de Monte Hermoso (Provincia de Buenos Aires). *Acta Geológica Lilloana*, 3: 273-278. Tucumán.
- Borromei, A.M., 1988. A braided fluvial system in pleistocenic sediments in southern Buenos Aires province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 221-233.
- Borromei, A.M., 1995. Palinología, estratigrafía y paleoambientes del Pleistoceno tardío - Holoceno en el valle del río Sauce Grande, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Polen*, 7: 19-31.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20, 1-64. Buenos Aires.
- Costa, J.E. and Schuster, R.L., 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1054-1068.
- De Francesco, F., 1970. Geología del Cenozoico Superior Pedemontano del Flanco Sudoccidental de las Sierras de Curamalal y Ventana. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*: 103-138. Bahía Blanca.
- Deschamps, C.M., 1995. El registro de *Neochocerus* Hay (Rodentia, Hydrochoeridae) en Bajo San José, provincia de Buenos Aires. Reconsideración de la antigüedad de los sedimentos portadores. *Resúmenes 11º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*: 21. Tucumán.
- Deschamps, C.M. y Borromei, A.M., 1992. La fauna de vertebrados pleistocénicos de Bajo San José (provincia de Buenos Aires, Argentina). *Aspectos paleoambientales*. *Ameghiniana*, 29: 177-183. Buenos Aires.
- Ethridge, F.G., Koss, K.E. and Schumm, S.A., 1992. Effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems: drainage basin experiments (abs.). *Applied sequence stratigraphy-a symposium*, Colorado School of Mines Exploration Geosciences Institute: 31-32.
- Fink, J. and Kukla, G.J., 1977. Pleistocene climates of central Europe: at least seventeen interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, 7: 363-371.
- Frenquelli, J., 1928. Observaciones geológicas en la Región Costanera Sur de la Provincia de Buenos Aires. *Anales de la Facultad de Ciencias de la Educación*, 2: 1-145. Paraná.
- Furque, G., 1974. Sistema de terrazas fluviales en los alledaños de Saldungaray (Prov. de Buenos Aires). *Anales Lemit, Serie 2* (265): 101-112. La Plata.
- Grill, S., 1994. Estratigrafía y paleoambientes del Cuaternario en base a palinomorfos, en la cuenca del arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 145 p. (Inédito).
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Iriondo, M., 1990. Relación longitud de onda/caudal en los ríos chaco-pampeanos. *Resúmenes 3º Reunión Argentina de Sedimentología*: 145-150. San Juan.
- Iriondo, M., 1994. Los climas cuaternarios de la región pampeana. *Comunicaciones (Nueva Serie) del Museo Provincial de Ciencias Naturales «Florentino Ameghino»*, 4: 6-46.
- Leopold, L.B., Woolman, M.G. and Miller, J.P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman, 522 p., San Francisco.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. and Zavala, C., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova*, 48: 233-291.
- Pardiñas, U.F.J. y Deschamps, C., 1996. Sigmodontidos (Mammalia, Rodentia) pleistocénicos del sudoeste de la Provincia de Buenos Aires (Argentina): Aspectos sistemáticos, paleozoogeográficos y paleoambientales. *Estudios Geológicos*, 52: 367-379.
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition: II, sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.J., Posamentier, H., Van Wagoner, J.C., Ross, C.A. and Kendall, C.G. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42: 125-154.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition: I, conceptual framework. In:

- Wilgus, C.K., Hastings, B.J., Posamentier, H., Van Wagoner, J.C., Ross, C.A. and Kendall, C.G. (Eds.): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42: 109-124.
- Pye, K., 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, 334 p.
- Pye, K., and Li-Ping Zhou, 1989. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in north China and the northwest Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73: 11-23.
- Quade, J., Mifflin, M.D., Pratt, W.L., McCoy, W. and Burckle, L.L., 1995. Fossil spring deposits in the southern Great Basin and their implications for changes in water-table levels near Yucca Mountain, Nevada, during Quaternary time. *Geological Society of America Bulletin*, 107:213-230.
- Quattrocchio, M., Deschamps, C., Martínez, D., Grill, S. y Zavala, C., 1988. Caracterización paleontológica y paleoambiental de sedimentos cuaternarios, Arroyo Napostá Grande, provincia de Buenos Aires. *Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 37-46.
- Quattrocchio, M., Deschamps, C., Zavala, C., Borrromei, A.M., Grill, S. y Guersstein, R., 1993. Cuaternario del sur de la Provincia de Buenos Aires. *Estratigrafía e inferencias paleoambientales*. En: Iriondo, M. (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*, 2: 22-34. Paraná.
- Quattrocchio, M. and Borrromei, A.M., 1998. Paleovegetational and paleoclimatic changes during the Late Quaternary in southwestern Buenos Aires province and southern Tierra del Fuego (Argentina). *Palynology*, 22: 67-82.
- Quattrocchio, M., Grill, S. and Zavala C., 1998. Cronostratigraphic and palynozone chronosequence charts of Napostá Grande Creek, Southwestern Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 11: 111-133.
- Quattrocchio, M., Borrromei, A. y Zavala, C., 2000. Geología superficial en la hoja IGM 1:100.000 N° 3963-18, provincia de Buenos Aires. (Para la Carta Geológica Económica Utilitaria de la provincia de Buenos Aires, Inédito).
- Rabassa, J., 1989. Geología de los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno en las cabeceras del río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires. *Actas 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses (1985)*: 765-790. Tandil.
- Ritter, D.F., 1986. *Process Geomorphology*. William C. Brown Company, 603p., Dubuque, Iowa.
- Sarnthein, M., 1978. Sand deserts during Glacial Maximum and climatic optimum. *Nature*, 272: 43-46.
- Schillizzi, R., Aramayo, S. y Caputo, R., 1992. Evolución geológica del yacimiento paleoicnológico de Pehuén-Có (Partido de Coronel Rosales). Provincia de Buenos Aires. Argentina. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 53-55. La Plata.
- Schumm, S.A., 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: Morisawa, M. (Ed.): *Fluvial Geomorphology*. State University of New York at Binghamton Publications in Geomorphology, p. 299-310.
- Schumm, S.A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley and Sons, 338 p., New York.
- Schumm, S.A., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: Etheridge, F.G. and Flores, R.S. (Eds.): *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 19-29.
- Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101: 279-294.
- Shanley, K.W. and McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 544-568.
- Street, R.A. and Grove, A.T., 1976. Environmental and climatic implication of late Quaternary lake level fluctuations in Africa. *Nature*, 261: 385-390.
- Tonni, E.P., Verzi, D.H., Bargo, M.S., Scillato-Yané, G.J. y Pardiñas, U.F.J., 1996. Bioestratigrafía del Cenozoico superior continental en las barrancas costeras de Necochea y Miramar, provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Actas 4º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1:63-71.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists, *Methods in Exploration Series* 7, 55 p., Tulsa.
- Vega, V., Rodriguez, S. and Valente, M., 1989. Shallow marine and fluvial environments of Quaternary deposits in Pehuén-Có Beach, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 7: 51-80.
- Wescott, W.A., 1993. Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems - Some implications for sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1208-1218.
- Wood, L.J., 1991. Effects of basin type on coastal plain-shelf-slope systems during base-level fluctuations: an experimental approach (abs.). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 696.
- Wright, V.P. and Marriott, S.B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203-210.
- Zavala, C., 1993. Estratigrafía de la localidad de Farola Monte Hermoso (Plioceno -Reciente). *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 228-235.
- Zavala, C., Grill, S., Martínez, D., Ortiz, H. y González, R., 1992. Análisis Paleoambiental de depósitos cuaternarios. Sitio Paleoicnológico Monte Hermoso I, Provincia de Buenos Aires. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 31-37.

**Recibido:** 7 de abril, 1999

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## La cuenca Santa Lucía (Uruguay): un *pull-apart* jurásico-cretácico transtensivo dextral

Eduardo A. ROSSELLO<sup>1</sup>, Héctor de SANTA ANA<sup>2,3</sup> y Gerardo VEROSLAVSKY<sup>3</sup>

<sup>1</sup>CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. E-mail: rossello@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup>ANCAP División Investigación y Desarrollo. Av. Lib. Gral. Lavalleja y Paysandú. 1090 Montevideo, R.O. del Uruguay

<sup>3</sup>Departamento Geología (INGEPA), Facultad de Ciencias, Universidad de la República. Iguá 4225 11400 Montevideo, R.O. del Uruguay.

**RESUMEN.** La cuenca Santa Lucía está localizada sobre el basamento precámbrico al sud-sudeste de Uruguay. A partir de información de superficie y subsuelo, se interpreta a la cuenca Santa Lucía como un *pull-apart* de forma romboedral (subparalela al margen de la placa Sudamericana), que mide 150 km de largo por 45 km de ancho. Muestra un patrón de discontinuidades transtensivas dispuestas ENE y E-O formadas por transcurrencias dextrales y fallas normales de crecimiento listricas. Su arquitectura está caracterizada por dos depocentros diferentes y asimétricos (subcuenca Norte y subcuenca Sur) separados por el Alto Santa Rosa, dispuesto de modo central y alargado subparalelamente a los márgenes de la cuenca. La cuenca Santa Lucía está rellena por 2.450 m de potencia de secuencias volcánoclasticas de diferentes de edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Cenozoico. Las secuencias tempranas comienzan con escasas erupciones basálticas y riolíticas intercaladas con sedimentitas gruesas asociadas con un contexto transtensivo (controlado por antiguas discontinuidades del basamento) seguidas por una sedimentación *sinrift* potente (principalmente durante el Albiano). Luego, durante el Senoniano, la sedimentación cambió a una secuencia silicoclástica de *postrift*. Finalmente, una secuencia silicoclástica aislada oligocena (y/o más joven) cubrió discordantemente la cuenca y el basamento. La génesis y la evolución tectónica de la cuenca Santa Lucía están asociadas con la apertura temprana del océano Atlántico inicialmente controlado por antiguas estructuras del basamento cristalino Gondwánico. Se discute la historia tectosedimentaria, la reactivación andina sobre estructuras transcurrentes dextrales ENE y las conexiones espaciales de la cuenca Santa Lucía con las australes cuencas del Salado y Punta del Este y la septentrional cuenca Laguna Merin.

**Palabras clave:** Cuenca Santa Lucía, *Pull-apart*, *Transtensión*, *Mesozoico*, Uruguay

**ABSTRACT.** The Santa Lucía Basin (Uruguay): a Jurassic-Cretaceous dextral transtensive pull-apart. The Santa Lucía Basin is located on the Precambrian cratonic area in the south-south-eastern part of Uruguay. From surface and subsurface data (NS trending seismic lines and wells) the Santa Lucía Basin is interpreted as being a 150 km long 45 km wide, rhomboedral-shaped pull-apart basin (subparallel to the Atlantic South American plate margin). It shows a transtensive ENE and E-W framework of discontinuities formed by dextral wrenching and listric normal growth-faults. Its architecture is characterized by two different and asymmetric depocentres (north and south) separated by the central and elongate Santa Rosa High, which extends subparallel to the longest margins of the basin. The Santa Lucía Basin contains 2,450 m of Upper Jurassic to Cenozoic volcano-sedimentary rocks. The lower part of the sequence starts with scarce basaltic and rhyolitic volcanic eruptive rocks interbedded with coarse sediments. They associated with a dextral transtensional regime (controlled by old cratonic discontinuities). These are followed by a thick sequence of syn-rift sedimentary rocks (mainly Albian) deposited in a pull-apart regime. During the Senonian, the sedimentation changed to that of a siliciclastic post-rift sequence. Finally, a localised thin sequence of siliciclastic Oligocene (and younger) sediments covered both the basin and the basement unconformably. The genesis and the tectonic evolution of the Santa Lucía Basin was associated with the early opening of the Atlantic Ocean, controlled initially by old structures of the Gondwanan crystalline basement. This tectono-sedimentary history, the Andean reactivation of the ENE dextral strike-slip structures, and the spatial connections between the Santa Lucía Basin and the southernmost basins of Salado and Punta del Este, and with the northern Laguna Merin Basin are discussed.

**Key words:** Santa Lucía basin, *Pull-apart*, *Transtension*, *Mesozoic*, Uruguay

### Introducción

La cuenca Santa Lucía se desarrolla sobre el margen austral de la República Oriental del Uruguay y porciones aledañas del Río de la Plata (Fig. 1). El sector aflorante posee un diseño en planta aproximadamente romboidal a lo largo de 150 km (según un eje longitudinal dispuesto en dirección N 60/70°)

y 45 km de ancho promedio. Ocupa unos 10.500 km<sup>2</sup> y está limitada, hacia el norte, por los altos cratónicos cristalinos de Colonia y hacia el sur por los del Plata (Dalla Salda *et al.* 1988; Bossi *et al.* 1998), y fallas en gradería submeridionales al Este.

Sus afloramientos se extienden hacia el OSO, en la actual desembocadura del río Santa Lucía en el estuario del río de la Plata y el extremo sudocci-



Figura 1: Bosquejo de ubicación relativa de la cuenca Santa Lucía dentro del territorio de la República Oriental del Uruguay.

dental, se proyecta hacia Argentina, a través del río de la Plata. Sin embargo, los límites reales de la cuenca Santa Lucía y posibles conexiones con la vecina cuenca del Salado (véanse detalles regionales en Malumián *et al.* 1983; Uliana y Biddle 1988; Tavella y Wright 1996), no son bien conocidos ya que el Alto Martín García (Urien *et al.* 1981), se interpondría entre las cuencas mesozoicas-terciarias de Santa Lucía y Salado.

El objetivo principal de este estudio es la descripción de la geometría y arquitectura del relleno volcanosedimentario de la cuenca Santa Lucía desarrollados dentro del contexto extensivo jurásico-cretácico que caracterizó a la apertura Atlántica de la placa Sudamericana. Para ello, se contó tanto con información geológica de superficie y subsuelo (625 km de líneas sísmicas y 13 pozos profundos) con objetivos exploratorios (Santa Ana y Ucha 1994) como de relevamientos específicos (Veroslavsky 1999; Rossello *et al.* 1999a).

Se utilizaron los modelos y terminologías tectosedimentarias propuestas por Christie-Blick y Biddle (1985), Harding (1990), Thurston y Theiss (1991) y Woodcock y Schubert (1994). El análisis de la información disponible y de estudios tectónicos regionales sobre los alcances de la deformación andina dentro de la placa Sudamericana (Cobbold *et al.* 1996), determinado por la convergencia relativa de la placa de Nazca a partir del Plioceno (Gripp y Gordon

1990; Pardo-Casas y Molnar 1987), permiten realizar interpretaciones estructurales sobre posibles evidencias de reactivación andina dentro de la cuenca Santa Lucía.

## Marco geológico de la cuenca de Santa Lucía

### El basamento

El basamento de la cuenca Santa Lucía y áreas adyacentes, presenta características heterogéneas donde se individualizan tres grandes terrenos o unidades geotectónicas de edad precámbrica (Bossi y Navarro 1991; Bossi *et al.* 1996; Bossi *et al.* 1998): i) Piedra Alta, al Oeste, ii) Nico Pérez al Centro y iii) Dom Feliciano al Este.

El control depositacional de todas las secuencias paleozoicas en el borde austral de la cuenca del Paraná, así como su configuración paleogeográfica, indica que el cratón del Río de la Plata era una región alta desprovista de cobertura sedimentaria (Urien *et al.* 1995; França *et al.* 1995). Una vez que comienza a operar el *rifting* y a evolucionar las cuencas jurásico-cretácicas de la región del Plata, quedan individualizados los altos: i) Martín García, que limita las cuencas del Salado y Punta del Este (Urien *et al.* 1995; Stoakes *et al.* 1991), ii) Polonio, que constituye el límite entre las cuencas Punta del Este y Pelotas, iii) del Plata, que limitó parcialmente las cuencas Punta del Este y Santa Lucía, y iv) Colonia (Mercedes), que separa la cuenca Santa Lucía con la cuenca Norte o Paraná (Santa Ana *et al.* 1994).

La cuenca Santa Lucía fue definida por Jones (1956) como una acumulación de rocas cretácicas con escasos afloramientos y una delgada cobertura cenozoica. Santa Ana *et al.* (1994), consideran la cuenca como un *rift* intracratónico que se desarrolló controlado a través de planos de debilidad cortical principales del escudo Uruguayo-Sur-Riograndense, correspondientes con viejas direcciones NNE que refleja su origen en procesos de acreción continental de edad arqueana-proterozoica (Bossi *et al.* 1996; Bossi *et al.* 1998).

Estas discontinuidades fueron aprovechadas y reactivadas en el Jurásico y el Cretácico durante la apertura Atlántica, generando un sistema de *riffts* sobre el margen oriental de la Placa Sudamericana como las cuencas Santa Lucía, Punta del Este, Pelotas y Salado. Stoakes *et al.* (1991) proponen una ruptura clásica con forma de media estrella, donde la cuenca Pelotas sería el brazo que evolucionó hacia una etapa *rift*, mientras que las cuencas del Salado y Punta del Este representarían el brazo abortado que generara una estructura aulacogénica, coincidiendo con el modelo de apertura propuesto por Introcaso y Ramos (1984).

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	LITOESTRATIGRAFÍA	TECTO SECUENCIAS
MESOZOICO	CRETÁCICO	SENONIANO	FM. MERCEDES, FM. ASENCIO	SL-D
		TURONIANO		
		CENOMANIANO		
		ALBIANO	FM. MIGUES, FM. CASTELLANOS	SL-C
	CENOZOICO	APTIANO		
		NEOCOMIANO	FM. AREQUITA	SL-B
	JURÁSICO	SUPERIOR	FM. CAÑADA SOLÍS, FM. PUERTO GÓMEZ	SL-A
		MEDIO		
		INFERIOR		
	PRECÁMBRICO		BASAMENTO CRISTALINO	

**Figura 2:** Columna estratigráfica de la cuenca Santa Lucía con sus tectosecuencias SL-A, SL-B, SL-C y SL-D que corresponden a las fases evolutivas descritas en el texto (adaptada de Veroslavsky 1999).

#### *El relleno volcano-sedimentario*

Está constituido por un paquete volcano-sedimentario que supera los 2.450 m (Santa Ana *et al.* 1994) y que, en su mayoría, representan sedimentitas cretácicas que se apoyan sobre los basaltos que tapizan su fondo y que traslapan los bordes basamentales (Fig. 2). Los depósitos cenozoicos ocupan la mayor área aflorante y corresponden a sedimentitas clásticas continentales que apenas superan algunas decenas de metros de potencia.

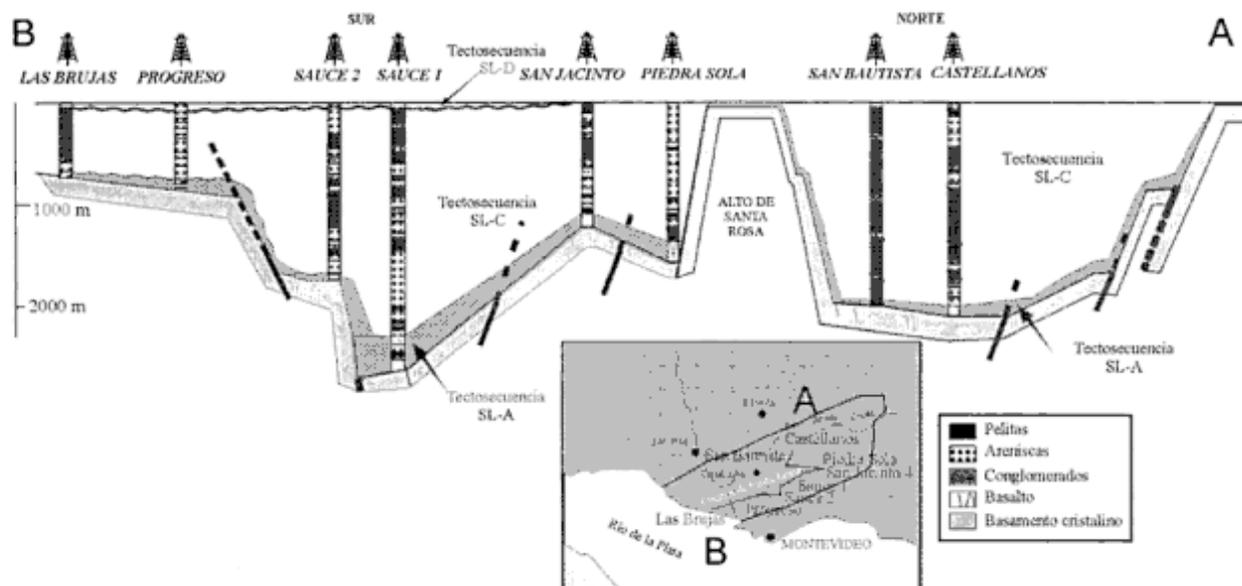
Desde el punto de vista estratigráfico, Bossi (1966) reconoció, de base a techo, cuatro unidades formacionales: i) Formación Puerto Gómez, ii) Formación Migues, iii) Formación Mercedes y iv) Formación Asencio. Zambrano (1974) identificó dentro de la Formación Migues a la Formación Castellanos agrupando sus niveles pelíticos y arenosos finos oscuros inferiores. Posteriormente, Santa Ana y Ucha (1994), proponen a la Formación Cañada Solís para reunir a los términos pefíticos y de areniscas conglomerádicos rojos que se desarrollan próximo al basamento cristalino (según información de subsuelo, Fig. 3) y en superficie, hacia los bordes de la cuenca. Las riolitas, brechas riolíticas e

ignimbritas, de edad neocomiana, poseen expresión restringida hacia el borde nor-oriental de la cuenca, elementos que se reúnen bajo la Formación Arequita.

A continuación, se reseñan las principales características litológicas y sedimentológicas de estas unidades (Santa Ana *et al.* 1994; Veroslavsky 1999; Veroslavsky *et al.* 1999).

**Formación Puerto Gómez:** Esta formación reúne los derrames de basaltos y andesitas extruidos durante el proceso de *rifting* en el este y sudeste del Uruguay con potencias reconocidas de más de 1.000 m en sondeos sin llegarse a la base. Son basaltos toleíticos glomeroporfíricos con abundante olivina y basaltos ofíticos sin olivina (Muzio y Sánchez 1998). En la cuenca Santa Lucía, donde la potencia máxima es de 148 m en el pozo Piedra Sola SL-11 (Fig. 3), presentan edades en torno a los 165 Ma (Veroslavsky 1999). En superficie, las mejores exposiciones se encuentran hacia el borde oriental (Parador Salus) y en torno al Alto de Santa Rosa, ambas próximas a las zonas de emisión y derrame.

**Formación Cañada Solís:** Está constituida por pefitas y parapsefitas polimféticas, rojizas, con clastos



**Figura 3:** Corte estructural transversal esquemático de la cuenca Santa Lucía, a partir de información de sondeos (véase su ubicación relativa en el inserto). La longitud total es de unos 100 km y el Pozo Sauce 1 tiene una profundidad de 2.400 metros. Se ilustran los espesores y disposiciones relativas de las diferentes litologías atravesadas por los sondeos en las subcuencas Norte y Sur, separadas por el Alto Santa Rosa.

de basalto, granito, traquita, cuarcita y metamorfitas, de hasta 1 m de diámetro, con intercalaciones de areniscas gruesas a conglomerádicos predominantemente líticas con geometría lenticular, cementadas por óxidos de hierro y carbonatos. Las sedimentitas de esta formación se intercalan con los basaltos (e.g., pozo Tala SL-13, véase en Fig. 6, superior) y se correlacionarían con los términos basales de la cuenca, de edades jurásica y cretácica temprana. Estos depósitos resultan de la actuación de flujos gravitatorios de tipo detrítico y barro, que representan sistemas de abanicos aluviales. Estas litologías, relativamente restringidas, constituyen el único registro secuencial de relleno y representan conjuntamente con los basaltos la fase *sinrift* inicial de la cuenca. Estos términos también se presentan interdigitados hacia el borde sur y sudeste con las areniscas y pelitas rojizas reunidas en la Formación Migues.

**Formación Arequita:** Está representada por riolitas, brechas riolíticas e ignimbritas dispuestas en derrames y diques que, en el ámbito de la cuenca Santa Lucía, se desarrollan en el borde nordeste. Esta unidad, con edades en torno a los 120-130 Ma (Bossi y Navarro 1991), se apoya sobre los basaltos y está afectada por fallas normales con leves desplazamientos de rumbo dextrales.

**Formación Castellanos:** Está constituida por pelitas y areniscas finas grises a negras, fosilíferas, a veces con delgadas intercalaciones de yeso y restos de sustancias carbonosas. La edad albiana fue asignada por una abundante palinoflora (Campos *et al.* 1998; Campos y Veroslavsky 1999). Se relacionan con un episodio predominantemente subacuático lacustre, relati-

vamente restringido y anóxico, con abundante materia orgánica preservada y fuerte procesos de evaporación. Subordinadamente, presentan depósitos arenosos finos y medios a arcillosos-micáceos, con gradación normal e inversa, presumiblemente relacionados con una actividad gravitacional subacuática.

**Formación Migues:** Jones (1956) reúne bajo esta denominación las siguientes tres facies descritas en superficie: i) areniscas finas y pelitas rojizas con cemento carbonático, ii) pelitas y arcilitas rojizas a castañas, en forma subordinada, y iii) las anteriores litologías con mayor participación de conglomerados. Actualmente, se redefinen con edad albiana dado las relaciones estratigráficas con la infrayacente Formación Castellanos. Las sedimentitas psamopelíticas de esta unidad, conjuntamente con las de las Formaciones Cañada Solís y Castellanos, materializan un cortejo de sistemas de naturaleza aluvio-fluvial y lacustre, con eventos eólicos asociados. Los espesores y ejes depositacionales indican en general un control estructural de dirección sublatitudinal.

**Formaciones Mercedes y Asencio:** Están representadas por areniscas de granulometría variada, blancas, rosadas y rojizas, con intercalaciones conglomerádicas, pelíticas y lentes calcáreas, localmente afectadas por procesos de ferrificación y silicificación. En general, está caracterizada por ciclos granodecrecientes constituidos por pefitas cuarzosas y basálticas, areniscas subarcósicas, pelitas margosas, calizas arenosas silicificadas y calizas macizas producto de procesos de calcetización (Veroslavsky *et al.* 1997). Bossi (1966) sólo reconoce, en el ámbito de la cuenca

Santa Lucía, la presencia de litologías atribuibles a la Formación Asencio; sin embargo, en torno al Alto de Santa Rosa, se desarrollan areniscas gruesas a conglomerádicas blancas, con estratificación tangencial planar y cruzada, subordinadamente, niveles conglomerádicos que responden a la definición de la Formación Mercedes. Santa Ana *et al.* (1994) consideran que el conjunto litoestratigráfico reunido bajo las denominaciones de Formaciones Mercedes y Asencio constituye un único evento depositacional que representa el episodio *post-rift* de la cuenca con edad senoniana, posiblemente maastrichtiana.

**Formación Fray Bentos:** Esta unidad, de edad oligocena, está compuesta por areniscas finas y limolitas anaranjadas y castañas, fangolitas, areniscas váquicas, arcilitas y psefitas matriz soportadas hacia la base. Sus caracteres sedimentológicos, texturales, estructurales y geométricos permiten relacionar la génesis de estos depósitos a la actuación de procesos gravitacionales y fluviales con episodios eólicos intercalados. En la cuenca Santa Lucía, exhibe una significativa área aflorante y su disposición y geometría no tabular se interpreta como resultado de una depositación bajo complejas condiciones fisiográficas.

**Formaciones Raigón y Camacho:** Están constituidas por areniscas medias a gruesas blanquecinas (particularmente, la Formación Raigón) y lumachelas, limolitas y arcilitas verdes y grises, de edad mio-pliocénica. Estas unidades materializan un ciclo transgresivo-regresivo donde sistemas litorales a marinos someros son progradados por sistemas fluvio-deltaicos.

**Formación Chuy:** La componen areniscas y arenas finas a gruesas, cuarzosas a subarcósicas, blancas a rojizas interdigitadas a pelitas y arcilitas verdes fosilíferas. Evidencian un origen marino transicional con episodios de influencia fluvial en el tercio medio y costero y de plataforma interna en su base y tercio superior.

**Formación Libertad:** Presenta arcilitas, fangolitas, areniscas váquicas de tonalidades castañas, grises y verdes que exhiben una geometría irregular y se vinculan a procesos de remoción en masa, flujos de barro y subordinadamente a eólicos y fluviolacustres con registros fosilíferos que la permiten ubicar en el Pleistoceno (Preciozzi *et al.* 1985). Muestra un gran desarrollo areal cubriendo inclusive sectores del basamento cristalino relativamente altos.

Otras unidades cuaternarias, de origen continental y marino completan el relleno sedimentario de la cuenca Santa Lucía (Santa Ana *et al.* 1994), aunque no resulta necesaria su descripción a los fines del presente trabajo.

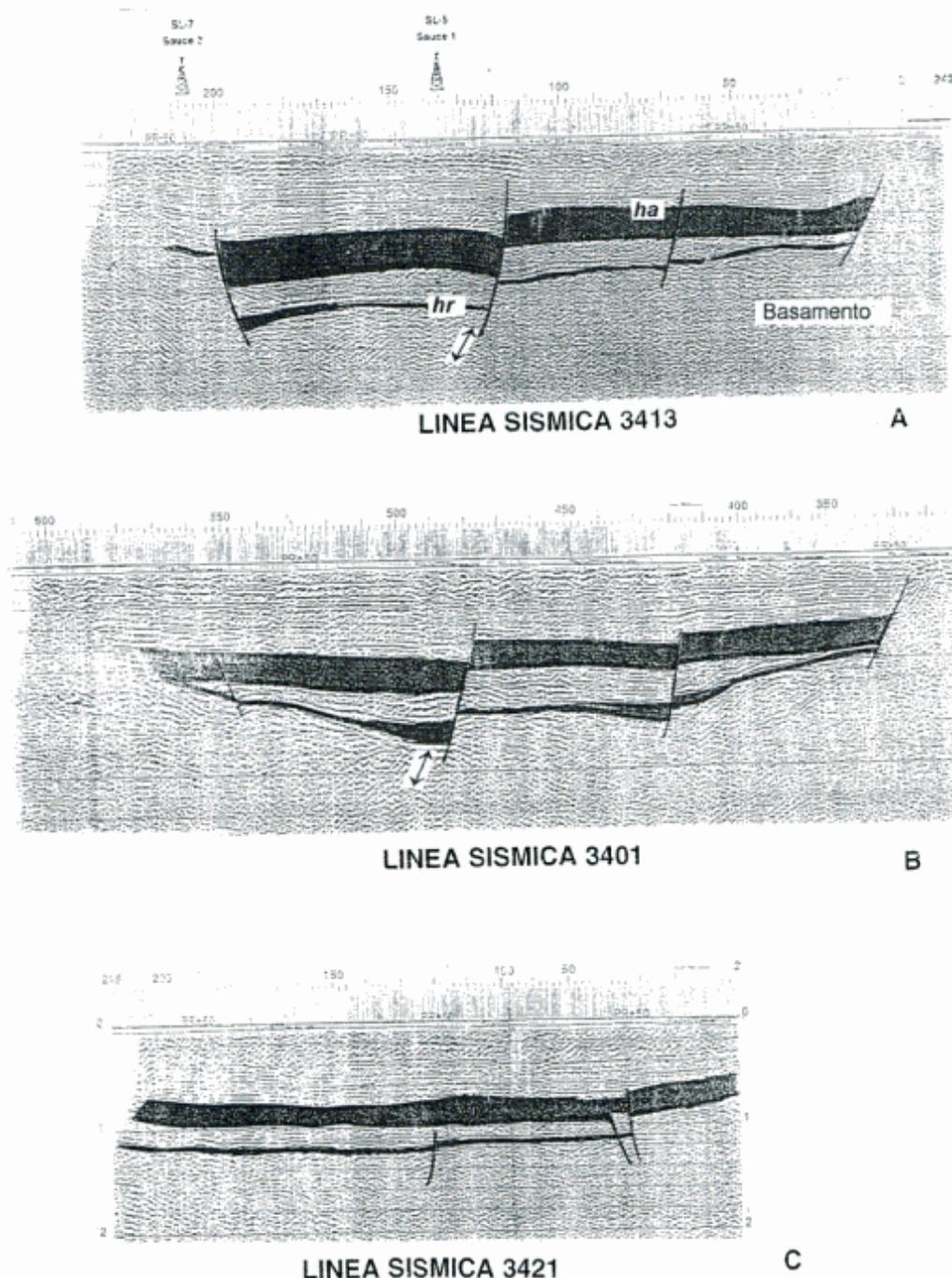
## Geometría de la cuenca

La cuenca Santa Lucía constituye un rift que comienza a delinearse en el Jurásico tardío directamente vinculado con la megafragmentación del Gondwana desarrollada sobre el cratón La Plata a lo largo de antiguas zonas de debilidad del mismo (Sprechmann *et al.* 1981; Dalla Salda *et al.* 1988; Rossello y Mozetic 1999). De esta manera, compartió una historia tectónica y volcánica común con la cuenca Laguna Merín y las otras fosas tectónicas menores que se desarrollan hacia el noroeste (Fig. 1), sobre la denominada zona de megafractura o lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Laguna Merín (SaLAM, Rossello *et al.* 1999b, 2000). Por ello, el conjunto es considerado geotectónicamente como un *rift* abortado, con una llamativa disposición subparalela al desarrollo de la apertura Atlántica (Nurnberg y Muller 1991) que difiere de todas las demás cuencas de la región (*e.g.* Salado, Colorado, Punta del Este y Pelotas), que exhiben una disposición perpendicular al margen continental (Rabinowitz y LaBrecque 1979; Rossello *et al.* 1999). Su evolución en fases de verdadero *rift*, es decir, con depocentros limitados por grandes fallas normales de crecimiento con rechazos verticales importantes, es concomitante particularmente con la sedimentación albiana de la Formación Migueles (Veroslavsky 1999).

A partir de información de subsuelo (sondeos y relevamientos sísmicos), la cuenca Santa Lucía exhibe una sección asimétrica, conformada por un sistema conjugado de fallas normales lítricas de crecimiento sintéticas y antitéticas (Santa Ana *et al.* 1994) que definen hemigrábenes y pilares tectónicos de diferentes escalas (Figs. 3, 4 y 5). Así, puede ser subdividida en dos fosas que funcionaron como ámbitos de sedimentación independientes separados por el Alto Santa Rosa (Fig. 6). Este último está constituido por un típico pilar tectónico de basamento cristalino que llega a aflorar localmente en sus extremos este como oeste y se desarrolla en el sector central de la cuenca, con su mayor dimensión en dirección ENE subparalela a los bordes de la misma. Las dos fosas separadas por el Alto Santa Rosa se denominan: i) subcuenca Sur o Sauce y ii) subcuenca Norte o Castellanos (Fig. 6).

A su vez, por lo menos en el ámbito de la subcuenca Sur, son detectadas algunas áreas de subsidencia diferencial que determina la presencia de hemigrábenes internos y depocentros aislados por fallas de dirección NNE y N-S. (Fig. 3).

Estudios realizados sobre datos geofísicos (Figs. 4 y 5, tomadas de Santa Ana *et al.* 1994), así como trabajos de relevamientos geológicos de superficie (Fig. 6, Veroslavsky 1999), caracterizan la asimetría de la cuenca, el patrón estructural y las diferencias petroectónicas del basamento cristalino entre el borde norte y el sur. Esos datos permiten soportar la

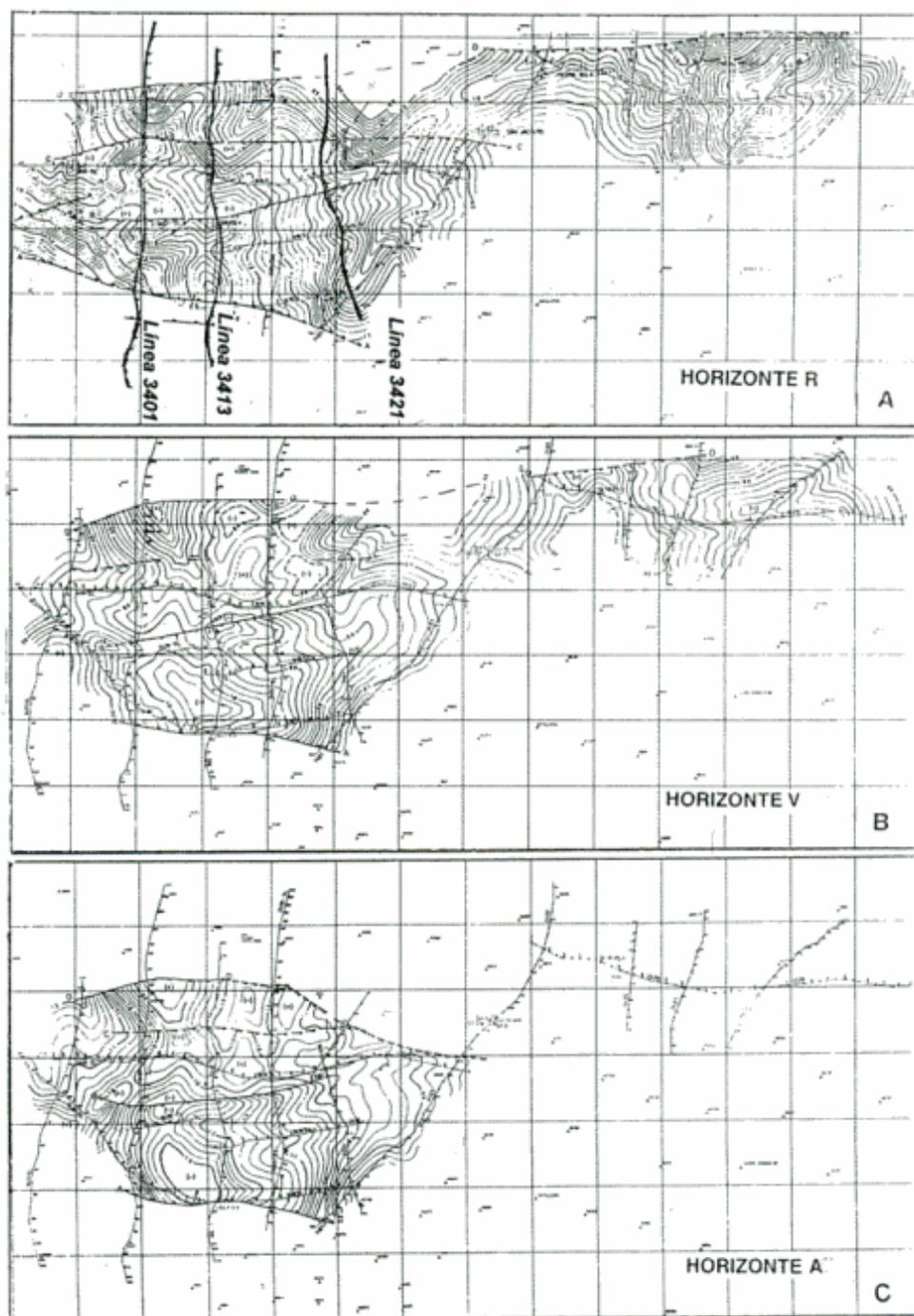


**Figura 4:** Secciones sísmicas interpretadas transversales (submeridianales) adquiridas por ANCAP en la subcuenca Sur (véase la posición de los sondeos de la línea A en la Fig. 6a). El extremo septentrional se localiza a la derecha, la escala horizontal original es aproximadamente 1:50.000 y la vertical está dada en segundos. El nivel inferior resaltado corresponde al techo del basamento (*hr*: horizonte R de la Fig. 5), y se identifica en grisado los paquetes sedimentarios correspondientes a la secuencia del senoniana de las Formaciones Mercedes y Asencio (*hv*: horizonte V y *ha*: horizonte A de la Fig. 5). Con el símbolo ? se indican evidencias interpretadas de inversiones andinas.

hipótesis de la existencia de una superficie de falla principal a partir de la cual se desarrolló el proceso de ruptura del basamento y su control en la evolución del relleno sedimentario sobre el mismo como un *pull-apart* (Mann *et al.* 1983; Nielsen y Sylvester 1995).

La compartimentación tectónica del escudo Uruguayo-Sur-Riograndense no sólo favoreció los proce-

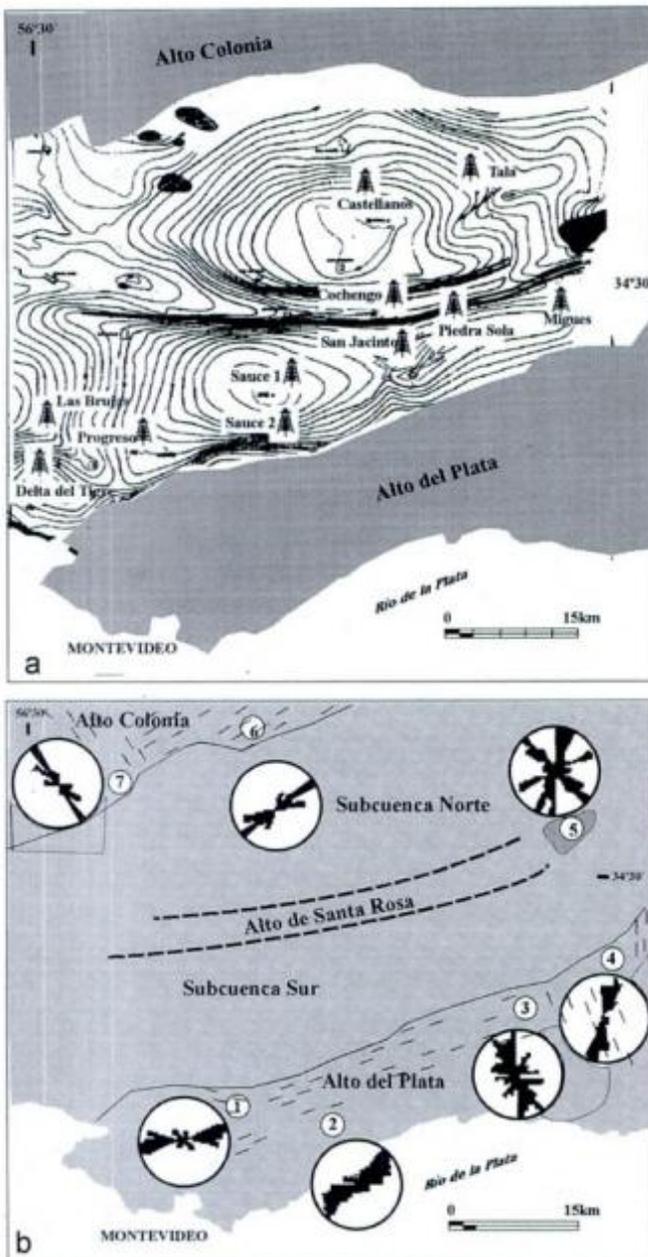
sos de ruptura sino también, condicionó su desarrollo (límite Este de la cuenca), donde el *rifting* cretácico se interrumpe por la disposición oblicua con dirección NNE de las zonas principales de cizallamiento submeridianales del basamento (Bossi *et al.* 1998; Rossello *et al.* 2000). Por ello, se considera que la megafractura que controla la evolución de la



**Figura 5:** Mapas estructurales isócronos de la subcuenca Sur realizado a partir de las líneas sísmicas (resaltadas con trazo más grueso) de la Fig. 4, entre otras. La cuadrícula representa 10 km de lado. A (horizonte R), correspondiente al techo del basamento. B (horizonte V), expresa un nivel próximo a la base de la secuencia del Senoniano (Formaciones Mercedes y Asencio). C (horizonte A), se relaciona con un nivel próximo al techo del Senoniano.

cuenca Santa Lucía haya experimentado movimientos transcurrentes dextrales con dilatación positiva por flexura distensiva o resalto lateral distensivo derecho de su plano principal. De este modo, se generaron las condiciones de alivio necesarias para determinar el *pull-apart* dextral receptor del relleno sedimentario de la cuenca Santa Lucía.

A partir de los relevamientos de superficie (Fig. 6) y subsuelo (Figs. 4 y 5), el relleno volcánico sedimentario de las fases *sinrift* exhiben una arquitectura romboidal que puede considerarse limitada por: i) fallamientos dispuestos ENE que funcionaron como transcurrentes dextrales subverticales y que fueron controladas por las asimetrías primarias del basa-



**Figura 6:** a, Diseño del relleno volcano-sedimentario total de la cuenca Santa Lucía. El intervalo de las isópacas es cada 200 m y se muestra la posición de los principales sondeos realizados. b, Esquema estructural de las principales mesoestructuras discontinuas del basamento cristalino adyacente y de la posición del Alto Santa Rosa. La escala gráfica indica 15 km y los estereogramas representan la disposición espacial de las principales discontinuidades (tomado de Santa Ana *et al.* 1994).

mento cristalino (en el sentido de Naylor *et al.* 1986), y ii) fallamientos dispuestos sublatitudinalmente en posiciones acordes con fallamientos secundarios sintéticos de tipo Riedel y que corresponderían a estructuras lístricas de crecimiento que determinaron la geometría y disposición de los depocentros sedimentarios coetáneos. De este modo, se defi-

ne un típico *pull-apart* que se expresa compartimentado en dos depresiones con sus mayores profundidades adyacentes a las mayores estructuras y separadas por un alto intracuenal, todos dispuestos *en échelon* (Fig. 6) y con sus bordes más activos de tipo transcurrente dextral y otros pasivos de tipo normal de crecimiento.

Con respecto a su continuación sudoccidental, relevamientos geofísicos regionales adquiridos por YPF, en porciones costeras de la provincia de Buenos Aires, al norte de la cuenca del Salado (Zambrano 1974; Robles 1987; Robles y Caporrossi 1996), sugieren un basamento estructurado en bloques diferencialmente elevados (Gianibelli y Ríos 1989; Gianibelli *et al.* 1989, 1994). Se considera, que algunos bloques deprimidos pudieron haber permitido una conexión de los términos cretácicos más modernos de los rellenos sedimentarios allí acumulados con los de la cuenca Santa Lucía.

### Evolución tectosedimentaria

Dentro de la evolución tectosedimentaria de la cuenca Santa Lucía se pueden reconocer cuatro fases tectónicas para el intervalo que va desde el Jurásico tardío hasta el Paleoceno. Las dos primeras, caracterizan la fase *rift* que ocurre desde el Jurásico al Albiano, una fase de *post-rift* senoniano y una última, de inversión tectónica, de edad cretácica superior tardía - terciaria.

A continuación, se describen estas fases, apoyándose en algunos relevamientos sísmicos (Fig. 7) y mapas isócronos derivados de ellos (Fig. 5):

#### *Rift temprano (Jurásico tardío – Neocomiano)*

Una vez que se inicia la fracturación primaria del basamento cristalino (Fig. 7a), comienzan a individualizarse áreas levemente deprimidas en el sector centro oriental de la cuenca. En esta región, se generan al igual que en la cuenca de Paraná (Peate 1997) los principales “depocentros” basálticos (Piedra Sola y Castellanos) mientras que la sedimentación clástica de tipo aluvial se relaciona con los límites estructurales activos del rift (Miall 1981; Leeder y Gawthorpe 1987; Frostick y Steel 1993). El desarrollo restringido de las coladas basálticas y su alimentación localizada supone que los fenómenos extensionales de apertura de la cuenca se ubican hacia el este. Estas coladas basálticas fluyeron desde fisuras y diques de alimentación hacia los sectores más deprimidos de la cuenca, próximos al actual Alto Santa Rosa (Santa Ana *et al.* 1994). Particularmente, las discontinuidades corticales del basamento uruguayo que deli-

mitan los tres grandes terrenos, parecen haber sido reactivadas durante el Jurásico-Cretácico y se vinculan directamente con el volcanismo (Veroslavsky 1999).

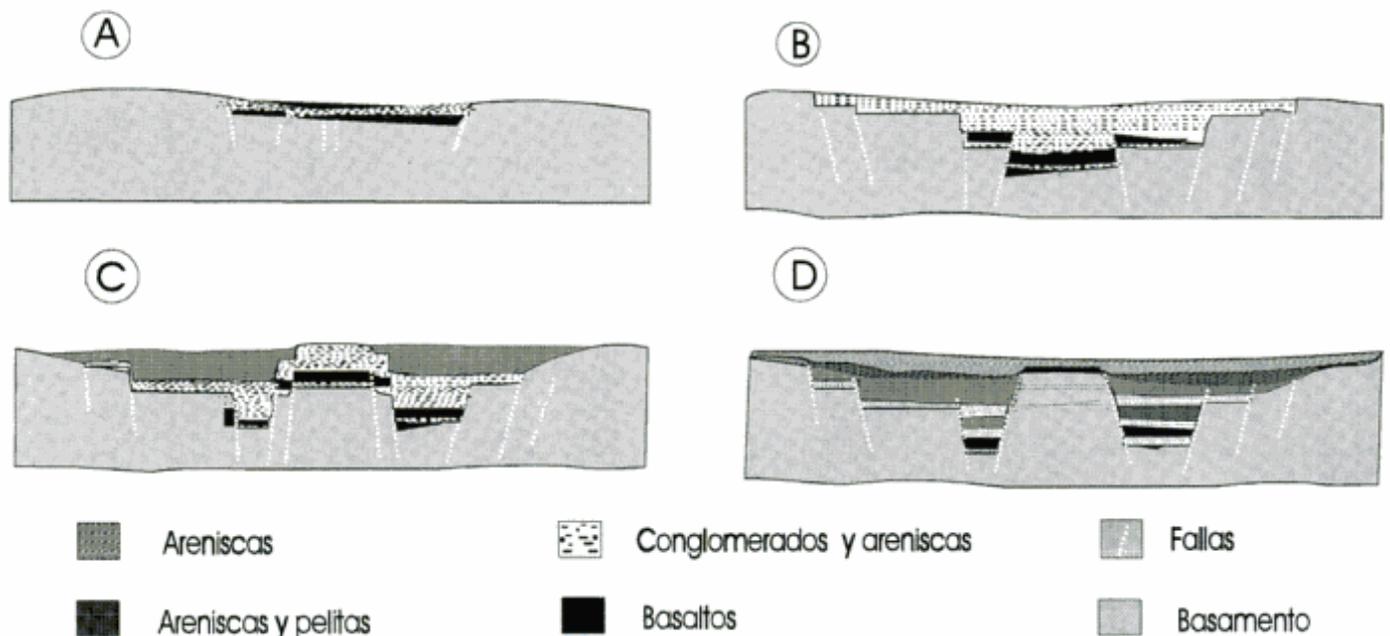
La distribución en subsuelo, a partir de los mapas isopáquicos de estos rellenos (Fig. 6), indica ejes depositacionales con rumbos N 100° a sublatitudinales y con áreas de procedencia localizadas en los bordes basamentales, donde en sus proximidades alcanzan el mayor desarrollo. En los perfiles sísmicos transversales (Fig. 4) se observa que el hundimiento de los bloques y las estructuraciones basamentales son más importantes en el sector central de la subcuenca Sur, donde un sistema de fallas lístricas gravitatorias presenta mayor frecuencia y rechazos verticales (Fig. 6). Por el contrario, en la subcuenca Norte y en el sector sudoccidental de la subcuenca Sur, la tectónica fue menos significativa o con escasa participación en el desarrollo de los eventos depositacionales cretácicos acusan menores controles estructurales (Fig. 3).

#### Rift maduro y/o generación del pull-apart (Albiano)

Se expresa por el desarrollo del proceso de *pull-apart* por la marcada subsidencia mecánica que exhibe la cuenca, con la individualización de un sistema de fallas normales subparalelas, de dirección sublatitudinal, y activas durante toda la evolución de la misma (Fig. 7b). Estas determinaron la individualización de las dos grandes subcuencas depositacionales

con una marcada identidad paleogeográfica y estratigráfica durante el Albiano, donde se reconocen depósitos fluviales y lacustres interdigitados, subordinadamente eólicos. Estos niveles evolucionan hacia los sectores centrales de la cuenca (Santa Ana y Ucha 1994) acusando una mayor distribución en el sentido longitudinal de la cuenca. Las sedimentitas rojizas se interdigitan hacia la base, y en porciones centrales de los depocentros, con las lutitas, pelitas y areniscas grises a negras lacustres. Litoestratigráficamente, esta fase de *rift* maduro está materializada por las Formaciones Castellanos, Mígues y Cañada Solís; donde esta última representa los conglomerados y areniscas conglomerádicas, de origen aluvial asociados a la reactivación tectónica de bordes y altos internos.

Por otro lado, en el ámbito de la subcuenca Sur, la evolución estuvo condicionada por aspectos estructurales que dieron lugar al desarrollo cíclico de sistemas depositacionales subacuáticos y subaéreos donde es posible diferenciar ámbitos depositacionales con predominio de regímenes tractivos con depósitos arenosos. En cambio, en la subcuenca Norte, dominaron las condiciones subacuáticas en ambientes lacustres y regímenes de decantación con depósitos lutíticos. De este modo, en la línea sísmica 3401 (Fig. 4b), se observan sistemas de fallas sublatitudinales de crecimiento con vergencia norte que afectan a buena parte de las secuencias cretácicas previas (Secuencia SL-C, Fig. 4a), así como la variación de los caracteres sísmicos intrasecuenciales. En cambio, en la subcuenca Norte no se presentan gran-



**Figura 7:** Diagrama evolutivo de la cuenca Santa Lucía, a través de cortes esquemáticos transversales submeridionales. **a,** Rifting temprano (Jurásico superior-Neocomiano); **b,** Rifting maduro relacionado con el desarrollo del *pull-apart* (Albiano); **c,** Post-rift (Cretácico superior) y **d,** Inversión tectónica (Cretácico superior - Terciario).

des fracturas y existen abundantes reflectores intracretácicos con buen paralelismo que podrían relacionarse con los depósitos lacustres.

La evolución final de esta fase de *rift* madura, se caracteriza, a partir de información sísmica y de los pozos, por una importante colmatación del *pull-apart* en ambas subcuencas, con fluctuación de sistemas continentales subacuáticos y subaéreos. Si bien la actividad tectónica queda localmente evidenciada en casi toda la historia geológica de la cuenca (Alto Santa Rosa, Fig. 3), al final de esta fase, las fallas predominantemente distensivas en algunos sectores de la subcuenca Sur permanecen poco activas. Aquí es posible definir la actividad tardía de todas las estructuras distensivas de la subcuenca Sur que se refleja presumiblemente en la movilidad continua del Alto Santa Rosa y en los hemigrábenes de la subcuenca Sur.

#### Post-rift (Cretácico superior)

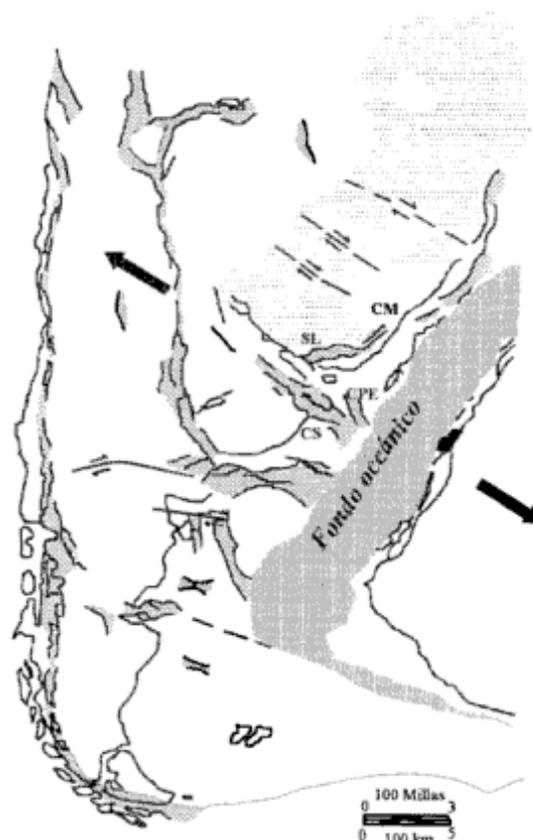
A partir del Senoniano, se reconocen depósitos posteriores al desarrollo del *rift* que corresponden a sistemas fluviales (Formaciones Mercedes y Asencio) vinculados con la fase de *post-rift* que evoluciona en un ámbito geográfico más extenso del que comprende actualmente la cuenca Santa Lucía. Estas unidades marcan el momento de colmatación de la cuenca que inclusive comienza a solapar toda la porción centro-oeste del Alto Santa Rosa, la que posteriormente es cubierta por los depósitos cenozoicos. Los relevamientos sísmicos (Fig. 7c) permiten observar reflectores sedimentarios que indican el desarrollo de estos depósitos por encima del Alto. Desde el punto de vista tectonosedimentario, el inicio de esta fase se relacionaría con: i) el solapamiento de casi todo el Alto Santa Rosa por depósitos continentales de edad neocretácica y cenozoica con la pérdida de la individualidad de las subcuencas Sur y Norte, y ii) el comienzo de una instancia tectónica casi inactiva. En discordancia, y luego de un proceso erosivo que da lugar a la formación de paleosuelos, se disponen depósitos continentales oligocenos relacionados con sistemas fluviales y eólicos retrabajados por procesos gravitacionales (Formación Fray Bentos), areniscas pliocénicas fluviales (Formación Raigón) asociadas con sedimentitas clásticas costeras fosilíferas (Formación Camacho) y, en discordancia, una secuencia pleistocénica constituida por areniscas y pelitas litorales (Formación Chuy) y fangolitas y areniscas váquicas continentales (Formación Libertad).

#### Inversión tectónica (Cretácico Superior – Terciario)

La interpretación de la información sísmica (Fig. 7d), permite reconocer en los tramos superiores del

relleno sedimentario de la cuenca algunas estructuras discontinuas sutiles (con rechazos verticales pequeños) que parecen estar controladas por las fallas extensionales singenéticas con la sedimentación de *rift* de la región central y austral de la subcuenca Sur y del Alto Santa Rosa. Así, las fracturas transcurrentes dextrales dispuestas ENE y que exhiben planos cercanos a la vertical, parecen asociarse con las megaestructuras cristalinas precursoras de la transtensión.

De este modo, se constituyen en discontinuidades de tipo cortical que son aprovechadas por los nuevos campos deformativos impuestos por la convergencia andina. Por ello, algunas de estas fracturas exhiben en perfiles pequeñas reactivaciones de tipo inverso con componentes transcurrentes (tanto dextrales como senestrales) subordinadas que pueden determinar nuevas condiciones de fracturación de los reservorios de fluidos que contiene la cuenca Santa Lucía.



**Figura 8:** Esquema tectónico del extremo austral del continente sudamericano durante el Cretácico (tomado de Uliana y Biddle 1988). SL: Cuenca Santa Lucía. CS: Cuenca del Salado. CPE: Cuenca Punta del Este. CM: Cuenca Laguna Merín. Las flechas indican la dirección de divergencia relativa entre las placas Sudamérica y África. Las zonas grisadas oscuras indican la posición de corteza oceánica, las zonas grisadas claras indican la posición de depocentros sedimentarios y las zonas punteadas indican la posición de las efusiones basálticas de la Formación Serra Geral.

## Discusión y conclusiones

La cuenca Santa Lucía presenta los siguientes rasgos tectonostratigráficos que la individualizan y marcan algunas diferencias evolutivas significativas con el resto de las cuencas cretácicas atlánticas vecinas del margen sudamericano: i) la generación de un depocentro principal de tipo *pull-apart* desarrollado sobre un dominio cratónico preestructurado transversal al margen Atlántico con diseño simétrico (Fig. 8). ii) La existencia de derrames basálticos tempranos (jurásicos) de muy escaso desarrollo asociados espacialmente con las estructuras limitantes de la cuenca, sucedidas hacia su extremo oriental por erupciones riolíticas. iii) El desarrollo de un escenario tectosedimentario transtensivo dextral asociado a una fase *sinrift* principal de edad albiana (fundamentalmente en el este y sudeste) con sedimentación de términos lutíticos y evaporíticos correspondientes a ámbitos lacustres restringidos (Formación Castellanos) y aluvio-fluvio-lacustres (Formaciones Migue y Cañada Solís) y la falta de registros marinos con traslapes senonianos. iv) La existencia de sutiles estructuras de inversión de funcionamiento transpresivo relacionadas a episodios tectónicos tardíos.

El Alto Santa Rosa constituye un alto fondo intracuenca cuyas últimas expresiones tectónicas de significación se relacionarían con los movimientos tardíos, que presumiblemente generaron la discordancia al final del Cretácico (senoniana) y condicionaron la génesis y paleogeografía del evento depositacional individualizado por las Formaciones Mercedes y Asencio. La información sísmica sugiere que comenzó a perfilarse como un alto a consecuencia de una tasa de subsidencia considerablemente menor, que daría lugar, en el marco del proceso transtensivo dextral regional, a la individualización de los escenarios depositacionales de marcada identidad paleogeográfica. Las etapas posteriores de subsidencia, diferentes en las dos subcuencas, se vinculan con el funcionamiento transtensivo sinsedimentario del fallamiento que controla a buena parte de las secuencias cretácicas.

Las posibles comunicaciones de la cuenca Santa Lucía con su vecina de Punta del Este, quedan geológicamente registradas desde el Cretácico superior-Paleoceno. La proyección sudoccidental allende el Río de la Plata, en territorio argentino, es aún muy poco conocida ya que no se cuenta con información de subsuelo a partir de métodos con buena resolución. No obstante, es posible establecer conexiones tentativas (para tramos stratigráficos parciales) entre la cuenca Santa Lucía con la cuenca del Salado, a partir de información geofísica regional (Robles 1987; Gianibelli *et al.* 1994). De este modo, la posibilidad de una conexión estructural entre las cuencas Santa Lucía y Salado abre un nuevo potencial para la exploración de hidrocarburos y/o determinación

de reservorios de gas dentro de registros sedimentarios, tal vez petrofísicamente equivalentes al que actualmente expresa en su comarca clásica del territorio uruguayo de la cuenca Santa Lucía.

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana genera la convergencia que determina un acortamiento tectónico sublatitudinal global que se concentra en su margen activo pacífico (Cordillera de los Andes). Sin embargo, es posible reconocer una propagación continental de esta deformación sobre todo su antepaís, que llega incluso a afectar el margen Atlántico (Cobbold *et al.* 1996). De acuerdo con datos de sismicidad actual, estados tensionales y evolución del conocimiento de la tectónica de las placas involucradas, se puede establecer que el continente sudamericano está en un estado de compresión global dispuesto aproximadamente según una dirección ENE. Esta dirección regional de acortamiento andino reactiva discontinuidades corticales controlantes del *rifting* jurásico-cretácico contemporáneo con el relleno sedimentario de la cuenca Santa Lucía. De este modo, se invierte el fallamiento normal realzando los elementos estructurales preexistentes (especialmente a los inicialmente transcurrentes dextrales ENE) imprimiéndoles, según su posición relativa, pequeñas componentes transtensivas o transpresivas (Christie-Blick y Biddle 1985).

Desde el punto de vista económico, estas reactivaciones andinas pueden generar inversiones en los fallamientos normales vinculados sintectónicamente con la sedimentación cretácica y afectar los anticlinales desarrollados por *roll-overs* sobre bloques del basamento, tanto sobre el continente como en porciones costa afuera. Por ello, no sólo se posibilitan nuevas trampas sino que se mejoran las condiciones de los reservorios poco eficientes al facilitar mayores fracturamientos que repercuten incrementando la porosidad y permeabilidad secundaria de ellos. Por otro lado, obligan a considerar más complejas pautas geotectónicas que influyen sobre la determinación del sistema petrolero y reactivaciones de los procesos de migración y entrapamiento.

## Agradecimientos

Estos estudios se han realizado a partir de investigaciones conjuntas que contribuyen a los proyectos "O Cretáceo Superior continental sedimentar da parte Austral da América do Sul" (FAPESP-Brasil) y TX 015 (UBACyT, Argentina). Se agradece a la Universidad de Buenos Aires, a la Universidad de la República y a las autoridades de la Administración Nacional de Combustibles Alcoholes y Portland (ANCAP) por el apoyo brindado. Los arbitrajes constructivos mejoraron substancialmente el contenido y claridad del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bossi, J., 1966. Geología del Uruguay. Departamento Publicaciones, Universidad de la República (Montevideo), 1-411.
- Bossi, J. y Navarro, R., 1991. Geología del Uruguay (Edición 1988). Universidad de la República (Montevideo). 1:1-453.
- Bossi, J., Mutti, D., Piñeyro, D. y Di Marco, A., 1996. El cinturón arqueano uruguayo de San José: caracterización litogeoquímica de su área tipo. Actas 13º Congreso Geológico Argentino- 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 567-579. Buenos Aires.
- Bossi, J., Ferrando, L.A., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Sprechmann, P., Gaucher, C. y Piñeyro, D., 1998. Carta geológica del Uruguay, Escala 1/500.000. Actas 10º Congreso Latinoamericano Geología - 6º Congreso Nacional Geología Económica, 1: 24. Buenos Aires.
- Campos, C.C. y Veroslavsky, G., 1999. Fitogeografía y ambiente en la bacia de Santa Lucía, Uruguay, durante el Albiano: un estudio basado en palinomorfos. 5º Simposio sobre el Cretácico do Brasil (Serra Negra, SP), Boletim 1: 551-555.
- Campos, C.C., García, M.J., Dino, R., Veroslavsky, G., Saad, A.R. and Fulfaro, V.J., 1998. Palynostratigraphy of the Albian Santa Lucía Basin. from Uruguay. 31 Annual ASSP Meeting México, Abstracts: 10.
- Christie-Blick, N. and Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (Eds.): Strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation, pp. 1-34. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (Tulsa), Special Publication 37.
- Cobbold, P.R., Szatmari, P., Lima, C. and Rossello, E.A., 1996. Cenozoic deformation across South America: continent-wide data and analogue models. 3º International Symposium on Andean Geodynamics, ORSTOM-Géosciences Rennes, 1: 21-24. Saint Maló, Francia.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. and Cingolani, C., 1988. The Rio de la Plata cratonic region southwestern Gondwanaland. Episodes, 11 (4): 263-269.
- França, A.B., Milani, E.J., Schneider, R.L., López-Paulsen, O., López, M.J., Suárez-Soruco, R., Santa-Ana, H. de, Weins, F., Ferreira, O., Rossello, E.A., Bianucci, H.A., Aramayo-Flores, R.F., Vistalli, M.C., Fernández-Seveso, F.A., Fuenzalida, R.P. and Muñoz, N., 1995. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. and Welsink, H.J. (Eds.): Petroleum basins of South America, pp. 129-161. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62. Tulsa.
- Frostick, L.E. and Steel, R.J., 1993. Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. Special Publication International Association of Sedimentologists, 20: 1-9. Blackwell Sci. Pub., Oxford.
- Gianibelli, J.C. y Ríos, F.F., 1989. Aspectos geofísicos y tectónicos de la Cuenca del Salado. Actas Reunión Geotranssectas América del Sur (Mar del Plata), 1: 31-39.
- Gianibelli, J.C., Cabassi, I.R., Suárez, E.A., Barrio, L., Weisz, S., Petcoff, L., Cingolani, C.A., Sidoti, O. y Ríos, F.F., 1989. La anomalía del borde noreste de la Cuenca del Salado: Transecta III. Actas Reunión Geotranssectas América del Sur (Mar del Plata), 1: 112-118.
- Gianibelli, J.C., Barrio L. y Suárez, E.A., 1994. Aspectos tectónicos de la Cuenca del Salado y su influencia en los cursos de los ríos Samborombón y Salado (Argentina). Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 1: 52-56. Concepción.
- Gripp, A.E. and Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. Geophysical Research Letters, 17 (8): 1109-1112.
- Harding, T.P., 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls. American Association Petroleum Geologists, Bulletin 74 (10): 1590-1609.
- Introcaso, A. y Ramos, V.A., 1984. La Cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 3: 27-46. San Carlos de Bariloche.
- Jones, G., 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la región oriental del Departamento de Canelones. Instituto Geológico Uruguay (Montevideo), Boletín 34: 1-193.
- Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hancock, P.L. (Eds.): Continental extensional tectonics, pp. 139-152. Geological Society Special Publication 28.
- Malumián, N., Nullo, F.E. and Ramos, V.A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.): The Phanerozoic Geology of the world. II- The Mesozoic Basins. Elsevier, 265-304.
- Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. and Burke, K., 1983. Development of pull-apart basins. Journal of Geology, 91: 529-554.
- Miall, A.D., 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: Miall, A.D. (Ed.): Sedimentation and tectonics in alluvial basins. Geological Association of Canada, Special Paper 23: 1-33.
- Muzio, R. y Sánchez, L., 1998. Caracterización de la secuencia volcánico-sedimentaria juro-cretácica en la región de Minas (Lavalleja-Uruguay). 40º Congreso Brasileiro de Geología (Belo Horizonte), Anais 1: 96.
- Naylor, M.A., Mandl, G. and Supsteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. Journal of Structural Geology, 8 (7): 737-752.
- Nielsen, T.H. and Sylvester, A.G., 1995. Strike-slip basins. In: Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (Eds.): Tectonics of sedimentary basins, pp. 549-580. Blackwell Science, Cambridge, USA.
- Nurnberg, D. and Muller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. Tectonophysics, 191: 27-53.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6 (2): 233-248.
- Peate, D.W., 1997. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. and Coffin, M.F. (Eds.): Large igneous provinces, Continental, oceanic and planetary flood volcanism. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100: 217-245.
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W., y Rossi, P., 1985. Carta geológica del Uruguay a escala 1:500.000. Ed. DINAMIGE (Montevideo).
- Rabinowitz, P.D. and LaBrecque, J.L., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. Journal of Geophysical Research, 84: 5973-6002.
- Robles, D.E., 1987. El gradiente geotérmico actual en Argentina y zonas aledañas de países vecinos. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 2: 313-316. San Miguel de Tucumán.
- Robles, D.E. and Caporossi, C.E., 1996. Lincoln Block Cne-44, A Frontier Exploration Area, Northeast Basin, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino - 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 309-328. Buenos Aires.
- Rossello, E.A. y Mozetic, M.E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros Cretácicos continentales del Centro-Oeste Argentino. Actas 5º Simpósio sobre el Cretácico do Brasil-1º Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, 1: 107-113. Serra Negra, S.P., Brasil.
- Rossello, E.A., Santa Ana, H. de y Veroslavsky, G., 1999a. Rasgos transtensivos dextrales Juro-Cretácicos en la Cuenca Santa Lucía (Uruguay) y sus posibles reactivaciones Andinas. Actas 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 189-192. Salta.
- Rossello, E.A., Santa Ana, H. de y Veroslavsky, G., 1999b. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): Un rifting transtensivo Mesozoico abortado durante la apertura Atlántica? Actas 5º Simpósio sobre el Cretácico do Brasil - 1º Simpo-

- sio sobre el Cretácico de América del Sur , 1: 443-448. Serra Negra, S.P., Brasil.
- Rossello, E.A., Santa Ana, H. de y Veroslavsky, G., 2000. El Lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (4). En prensa (A-1142). Brasilia.
- Santa Ana, H. de and Ucha, N., 1994. Exploration perspectives and hydrocarbon potential of the uruguayan sedimentary basin. ANCAP (Montevideo), 98p. (Unpublished).
- Santa Ana, H. de, Goso, C., Muzio, R., Oyhantçabal, P. e Veroslavsky, G., 1994. Bacia do Santa Lucía (Uruguai): evolução tectónica e sedimentar. *Geociências* 13 (1): 37-52.
- Sprechmann, P., Bossi, J. y Da Silva, J., 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. En: *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 1: 239-270. Buenos Aires.
- Stoakes, F.A., Campbell, C.V., Cass, R. and Ucha, N., 1991. Seismic stratigraphic analysis of the Punta del Este Basin, offshore Uruguay, South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 75 (2): 219-240.
- Tavella, G.F. y Wright, C.G., 1996. Cuenca del Salado. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A (Eds.): *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio del 13º Congreso Geológico Argentino-3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 95-116. Buenos Aires.
- Thurston, D.K. and Theiss, L.A., 1991. Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls: discussion. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 75 (11): 1.779-1.781.
- Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic Paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18 (2): 172-190.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. and Martins, L.R., 1981. The basins of south-eastern South America (Southern Brazil, Uruguay and eastern Argentina), including the Malvinas Plateau and southern South Atlantic paleogeographic evolution. En: *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 1: 45-125. Buenos Aires.
- Urien, C.M., Zambrano, J.J. and Yrigoyen, M.R., 1995. Petroleum basins of southern South America: an overview. Phanerozoic correlation in Southern South America. In: Tankard, A.J., Suárez-Soruco, R. and Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 63-77. Tulsa.
- Veroslavsky, G., 1999. *Geología da Bacia de Santa Lucía - Uruguai*. Universidade Estadual Paulista (Rio Claro-SP, Brasil). Tesis Doctoral, 152 p. (Inédito).
- Veroslavsky, G., Martínez, S. y Santa Ana, H. de, 1997. Calcretas de aguas subterráneas y pedogénicas: génesis de los depósitos carbonáticos de la Cuenca de Santa Lucía, sur del Uruguay (Cretácico Superior? - Paleógeno). *Asociación Argentina de Sedimentología, Revista*, 4 (1): 25-35. La Plata.
- Veroslavsky, G., Fulfaro, V.J. y Santa Ana, H. de, 1999. Tectosecuencias mesozoicas en la Cuenca de Santa Lucía - Uruguay. *Actas 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil-1º Simpósio sobre el Cretácico de América del Sur* , 1: 333-338. Serra Negra, S.P., Brasil.
- Woodcock, N.H. and Schubert, C., 1994. Continental strike-slip tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.): *Continental deformation*, pp. 251-263. Pergamon Press, Oxford.
- Zambrano, J.J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (4): 443-453. Buenos Aires.

**Recibido:** 11 de octubre, 1999

**Aceptado:** 31 de octubre, 2000

# Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno

Roberto A. VIOLANTE, Gerardo PARKER y José L. CAVALLOTTO

Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV Buenos Aires.  
E-mail: violante@hidro.gov.ar

**RESUMEN.** Los depósitos holocenos de las áreas marinas y costeras del nordeste de la Provincia de Buenos Aires, que incluyen a la plataforma interior, el Río de la Plata y las llanuras costeras adyacentes, constituyen una unidad depositada durante la transgresión marina que siguió al último máximo glacial. Su estudio se basó en la ejecución de relevamientos geológico-geofísicos submarinos y tareas geológicas de superficie y subsuelo en las llanuras costeras. Mediante la aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial, la unidad fue definida como una secuencia depositacional formada por dos cortejos sedimentarios, uno transgresivo y uno de nivel alto (la probable existencia en el borde exterior de la plataforma de un cortejo de nivel bajo no fue aún confirmada). Los cortejos sedimentarios están integrados por una sucesión de sistemas depositacionales o asociaciones de facies, para cuya descripción resultó de utilidad el uso de las unidades alostratigráficas. El estudio permitió interpretar los procesos geológicos ocurridos en la región durante los últimos 18.000 a 20.000 años, los que se caracterizaron por la formación de una sucesión ininterrumpida de ambientes sedimentarios de plataforma interior y litorales de alta y baja energía, como barreras, cordones de playas, llanuras costeras, estuarios y deltas. El enfoque que tuvo la investigación llevó a discutir la aplicación de los conceptos de «Holoceno» y «transgresión holocena», considerándose apropiado extender el término Holoceno para abarcar a todos los depósitos resultantes de la última transgresión que sin solución de continuidad se desarrollan a través de la plataforma continental hasta las llanuras costeras. De esta manera, el límite Pleistoceno-Holoceno estaría representado por la discordancia de transgresión y su edad máxima sería de unos 18.000 años.

**Palabras clave:** *Holoceno, Llanuras costeras, Cordones litorales, Este bonaerense*

**ABSTRACT.** *Holocene evolution of the coastal plains of eastern Buenos Aires between Samborombón bay and Mar Chiquita lagoon.* Coastal plains of eastern Buenos Aires located in the areas of Bahía Samborombón, Cabo San Antonio and between Punta Médanos and Mar Chiquita lagoon developed during the Holocene in response to interaction between eustasy and marine, coastal and fluvial dynamic factors, above a Pleistocene relict substrate. The regional evolution was established from surface and subsurface geological surveys, with the support of radiocarbon dating only when the results agreed with the field evidence. The geomorphological evolution may be summarised in three stages. 1) Between approximately 18,000 and 8,000 years B.P., when sea level rose and landward-migrating coastal barriers extended over the present shelf remaining attached to major morphological features such as Alto Marítimo and Villa Gesell headlands under the effect of a dominant northward littoral drift. 2) Between 8,000 and 6,000 years B.P., when rising sea level completely covered the Alto Marítimo and high-energy coastal processes began to interact with low-energy fluvial-estuarine processes originating from the Río de la Plata, so changing the northward littoral drift into cells systems around prominent points of the coast. 3) Between 6,000 years B.P. and the present, when the area of Bahía Samborombón became the main depocenter due to interaction between southward migration of coastal environments related to the Río de la Plata and northward migration of those related to the Atlantic margin, in such a way as to cause a rapid northward progradation responsible for its present-day configuration.

**Key words:** *Holocene, Coastal plains, Beach ridge, Eastern Buenos Aires*

## Introducción

Las llanuras costeras del nordeste bonaerense constituyen uno de los ámbitos más interesantes del país para el estudio de los registros sedimentarios del Holoceno y de los procesos que los generaron, por cuanto se trata de una región que por sus características físicas, hidro-oceanográficas y climáticas se vio favorecida por un gran aporte de sedimentos, los cuales en respuesta a la interacción de diversos eventos geológicos conformaron extensos depósitos que

quedaron convenientemente preservados en las secuencias estratigráficas.

Los rasgos fundamentales que hicieron posible esa acumulación sedimentaria tienen que ver con su ubicación en la zona central más deprimida de la cuenca del Salado, destacándose como aspectos esenciales los bajos relieves y la intensa dinámica sedimentaria inducida por la influencia de las enormes descargas del Río de la Plata y por el transporte litoral. La interacción de estos factores con las fluctuaciones del nivel del mar ocurridas con poste-



**Figura 1:** Mapa de ubicación y rasgos geomorfológicos regionales. El área punteada representa a las llanuras costeras, de las cuales las ubicadas entre Punta Piedras y la laguna Mar Chiquita fueron estudiadas en este trabajo.

rioridad a la última glaciación, permitió que grandes extensiones de terreno se vieran afectadas por los procesos costeros dando origen a llanuras costeras en las cuales se distribuyeron los sedimentos en ambientes de barreras litorales, cordones de playas, llanuras de mareas y albuferas.

El presente trabajo tiene como objetivo describir la secuencia evolutiva de estos ambientes, la que fue establecida a partir de tareas de relevamiento geológico regional de superficie y subsuelo efectuadas en los sectores costeros bonaerenses que incluyen a la bahía Samborombón, el cabo San Antonio y el litoral situado entre Punta Médanos y Mar Chiquita (Fig. 1). Las mismas fueron realizadas por los autores y colaboradores del Servicio de Hidrografía Naval entre 1988 y 1991 mediante convenios de cooperación y contratos formalizados en el marco del Estudio para la Evaluación del Recurso Hídrico Sub-

terráneo de la Región Costera Atlántica, llevado a cabo entre el Consejo Federal de Inversiones y la Dirección de Geología, Minería y Aguas Subterráneas de la provincia de Buenos Aires.

### Método de trabajo

Los estudios geológicos que condujeron a la concreción de este trabajo (Parker y Violante 1990, 1991, 1993) se iniciaron con una fotointerpretación a partir de fotografías aéreas a escalas 1:20.000 y 1:50.000 (Servicio de Hidrografía Naval 1964; INTA 1967; Dirección de Geodesia de la provincia de Buenos Aires 1985) e imágenes satelitarias a escala 1:500.000 (ERTS, bandas 4, 5, 6 y 7), tarea que dio origen a un mapa base a escala 1:50.000 apoyado en la cartografía del IGM. Posteriormente se efectuaron los relevamientos geológicos en dos etapas. En la primera se realizó el reconocimiento de unidades aflorantes en canchales, cortes de caminos, canales y arroyos complementado con la ejecución de unos 40 pozos de hasta 6,5 m de profundidad hechos con barreno de mano. Esta información se volvió en aquel mapa de trabajo, cuya elaboración e interpretación, sumada a la extensa recopilación de antecedentes de trabajos científicos y datos de unas 90 perforaciones existentes en la región realizadas por diversos organismos nacionales, provinciales, empresas privadas y emprendimientos personales (trabajos de tesis), permitió programar la segunda etapa, durante la cual se ejecutaron 17 pozos de estudio que alcanzaron entre 11 y 27 m de profundidad, efectuados con un equipo de perforación manual con sistema de inyección de bentonita, los que tuvieron, al igual que los barrenos mencionados precedentemente, un preciso control litológico y muestreos de mucha densidad. De esta manera, se logró contar con casi 470 m lineales de perforaciones propias que aportaron unas 1.400 muestras para su estudio en laboratorio, lo que agregado a la información obtenida de fuentes bibliográficas da una idea de la cantidad de datos que se utilizaron para la interpretación de las características geológicas de la región. La geología del área fue sintetizada en un cuadro estratigráfico para cuya elaboración se debieron comparar las columnas estratigráficas descriptas por diversos autores con la consecuente unificación de los variados criterios de nomenclatura.

### Marco geomorfológico y fisiografía

El área (Fig. 1) se localiza en el ámbito de la cuenca del Salado, la cual está enmarcada por los altos del Bloque Uruguayo y Tandilia. Dentro de ella se reconocen rasgos geomorfológicos menores, como los de carácter positivo correspondientes a las diviso-

rias de Punta Piedras y paleopunta Villa Gesell y los negativos de su parte central y de los sectores marginales representados por el Río de la Plata y la depresión de Mar Chiquita (Fig. 1).

No obstante estas diferencias regionales, a nivel local el área tiene un relieve llano a ligeramente ondulado de muy baja pendiente al este (no mayor al 0,1 ‰) donde el único elemento que corta la monotonía del terreno es la cadena de médanos que bordea a la franja costera situada al sur de Punta Rasa. Las características morfológicas permiten reconocer dos rasgos principales que han sido denominados aquí llanura pampeana y llanura costera (Fig. 1).

*Llanura pampeana:* Es la superficie situada en cotas superiores a los 5 m s.n.m. no cubierta por depósitos litorales holocenos, cuyo borde oriental, marcado por un resalto de pendiente de no más de 1 m de altura que la separa de la terraza baja, es de diseño irregular con salientes y entrantes de diferentes órdenes de magnitud que constituyeron los rasgos sobresalientes de la línea de costa al momento del máximo transgresivo holoceno.

*Llanura costera:* comprende al ámbito que se desarrolla al pie de la llanura pampeana, conformado por la cuña sedimentaria costera del Holoceno. Desde el punto de vista morfológico se diferencian la cadena de médanos costeros y la llanura baja o deprimida. Esta última se mantiene abierta a las aguas del río en todo el ámbito de éste incluida la bahía Samborombón, donde se halla aún en proceso de formación, y se encuentra confinada hacia el este por el cordón medanoso costero al sur de Punta Rasa. Es una superficie de relieve muy bajo, a veces subhorizontal y con pocas irregularidades, cuyas cotas promedian los 2 a 3 m s.n.m., subdividida en tres áreas (Fig. 1): una muy angosta al norte de Punta Piedras (*Llanura costera del margen sur del Río de la Plata*), otra entre esa punta y el sur de Pinamar caracterizada por un declive al norte en su sector meridional (*Llanura costera Ajó*) que cambia al este en la zona interior de la bahía, y la última al sur de Villa Gesell con pendiente al suroeste hacia la laguna Mar Chiquita (*Llanura costera Mar Chiquita*).

### Características estratigráficas y paleoambientales del paquete sedimentario del Holoceno

El conjunto de depósitos holocenos de la región constituye una *secuencia depositacional* (Violante *et al.* 1992) que comprende a todos los ambientes sedimentarios interrelacionados entre sí formados por procesos vinculados a la transgresión marina ocurrida a partir del último máximo glacial, que se extienden desde la parte superior del delta del Paraná has-

ta la emersión continental. Los términos Holoceno y transgresión holocena son utilizados aquí siguiendo el reciente criterio de Violante y Parker (2000), quienes consideraron, desde el punto de vista de las características locales de los depósitos, que ambos deberían ser equivalentes y abarcar a todo el evento transgresivo que sin solución de continuidad transcurrió durante los últimos 18.000 a 20.000 años, cuyo inicio sería coincidente con la terminación I del estadio isotópico 2 y se desarrolló posteriormente durante todo el estadio isotópico 1.

Los ambientes que conforman la secuencia depositacional se formaron en respuesta a un proceso de transgresión y otro de regresión, cuyos registros geológicos reflejan la ocurrencia de estos eventos constituyendo sendos *cortejos sedimentarios*, uno transgresivo y otro de nivel alto. Los ambientes de sedimentación individuales dentro de cada cortejo son los *sistemas depositacionales* (Violante y Parker 2000).

El *cortejo sedimentario transgresivo* está integrado por tres *sistemas depositacionales*, de los cuales el único que se extiende en el subsuelo de las llanuras costeras es el *sistema depositacional de barreras litorales*, que incluye los ambientes de barrera propiamente dicha, playas, albuferas y llanuras de mareas (Figs. 2, 3 y 5); por su parte, en la plataforma interior se desarrolla un *sistema depositacional litoral relicto* formado por el manto arenoso remanente de los sucesivos sistemas de barreras que migraron durante la transgresión holocena, y en el ámbito del Río de la Plata lo hace el *sistema depositacional estuárico*, caracterizado por la presencia de sedimentos arcillosos depositados durante los períodos en que el río se mantuvo separado del mar abierto por el Alto Marítimo (Cavallotto *et al.* 1999; Parker *et al.* 1999; Violante y Parker 1999).

El *cortejo sedimentario de nivel alto* está integrado por todos aquellos sistemas depositacionales evolucionados durante las etapas finales de la transgresión holocena y las correspondientes al evento regresivo progrediente subsiguiente (Figs. 2, 4 y 5). En las llanuras costeras se encuentran el *sistema depositacional de espigas y playas interiores*, propio del sector vinculado al litoral atlántico, y el *sistema depositacional de cordones litorales en costas protegidas* en las costas del Río de la Plata incluida la bahía Samborombón; en regiones adyacentes se hallan el *sistema depositacional deltaico*, desarrollado en el Río de la Plata, y el *sistema depositacional de plataforma*, formado en las áreas sumergidas a partir del remodelado de las arenas relicto del Holoceno transgresivo (Parker *et al.* 1999).

La evolución de estos sistemas llevó a la conformación actual de las regiones costeras cuya configuración está representada en la figura 4, mientras que en la figura 5 se muestran cortes estratigráficos típicos de distintos sectores (bahía Samborombón,

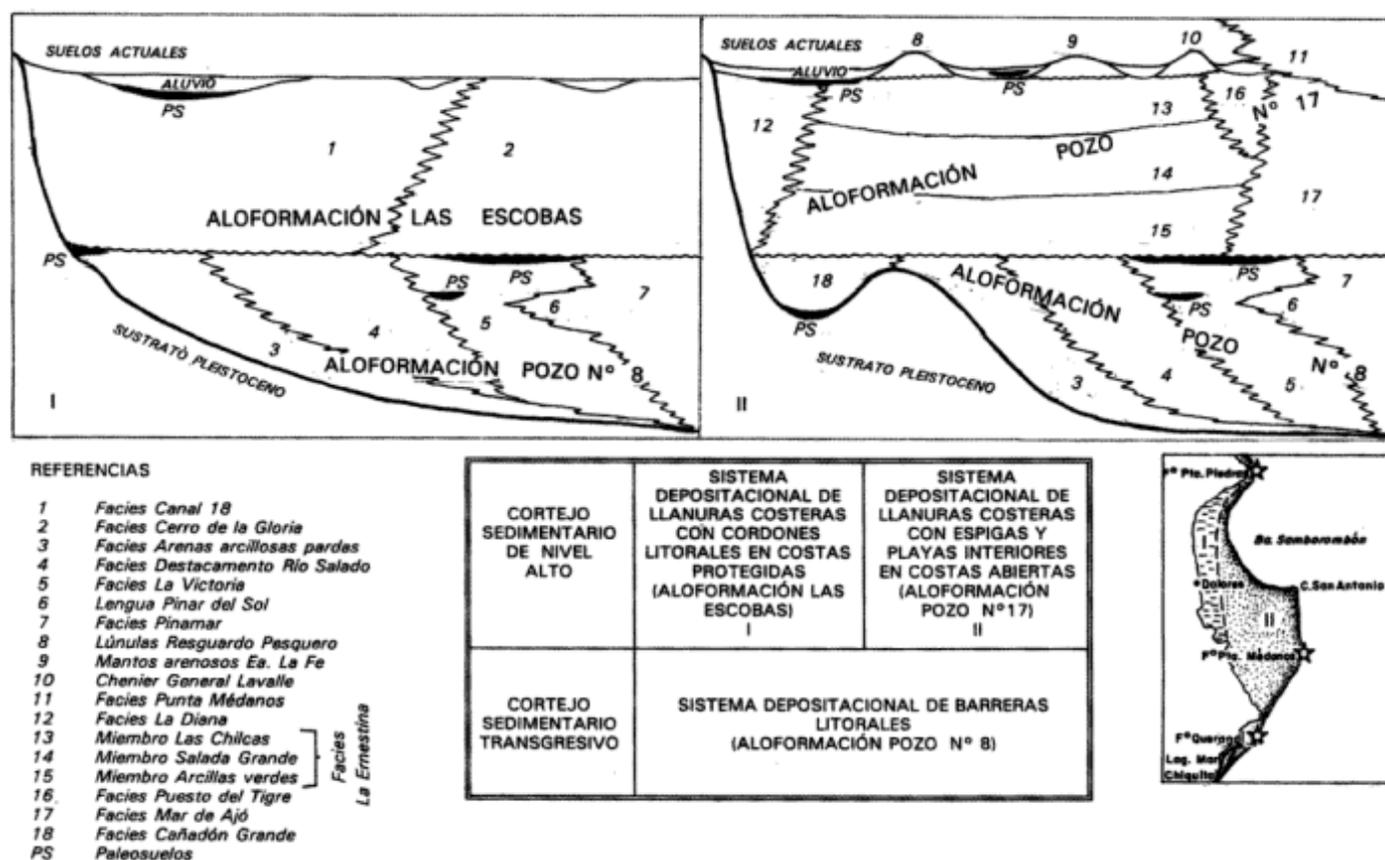


Figura 2: Cuadro estratigráfico (modificado de Parker y Violante 1993).

cabo San Antonio y ámbito vecino a la laguna Mar Chiquita), así como uno a lo largo de la línea de costa en el cual se observa la relación de los ambientes sedimentarios en función de la presencia del alto de la paleopunta Villa Gesell. La secuencia de unidades geológicas que integran el cuadro estratigráfico establecido para la región se sintetiza en la figura 2.

### Factores condicionantes de la configuración del paquete sedimentario del Holoceno

La distribución, extensión, espesores y composición de las diferentes partes de la secuencia deposicional del Holoceno de la región son consecuencia de la interacción de diversos factores:

1) La configuración del sustrato sobre el cual descansan los depósitos holocenos, cuyos rasgos resultaron de la sumatoria de las características topográficas y litológicas de la superficie labrada bajo condiciones subaéreas previamente al inicio de la última transgresión, así como del efecto erosivo nivelador efectuado por el mar durante este evento; las formas mayores a las cuales se ajustó la deposición del Holoceno están representadas por una sucesión alternante de zonas de relieves más altos (salientes

costeros) y más bajos (bahías) (Figs. 1 y 5d); las zonas altas, que se manifestaban como promontorios extendidos hacia el mar que por su ubicación enfrentada a la acción de las olas de mar abierto constituían áreas de alta energía, están representadas por la Punta Piedras-Alto Marítimo, la paleopunta Villa Gesell y el extremo oriental de Tandilia que conforma el sector cabo Corrientes-Punta Mogotes; las zonas bajas, caracterizadas por ser sitios protegidos de la acción de las olas y en consecuencia de baja energía, lo están por el Río de la Plata, la zona central de la cuenca del Salado (que habrá constituido en sus orígenes una proto-bahía Samborombón) y la depresión de Mar Chiquita.

2) Las variaciones relativas del nivel del mar por efecto principalmente glacioeustático a partir del último máximo glacial, las cuales comenzaron a manifestarse hace aproximadamente 15 a 18.000 años (ver recopilación en Violante y Parker 2000), cuando el mar inició su último ascenso desde una posición situada alrededor de 120-150 m por debajo de su nivel presente, en coincidencia con el actual borde exterior de la plataforma continental (Fray y Ewing 1963; Parker *et al.* 1996); a partir de aquel momento se documentó en el Río de la Plata y regiones vecinas a la bahía Samborombón (Cavallotto *et al.* 1995) un período de ascenso rápido de alre-

dedor de 9,4 mm/año antes de los 8.600 años A.P. para posteriormente disminuir la velocidad de ascenso en forma gradual hasta que, tras pasar por una posición semejante a la actual hace unos 7.000 años, el mar llegó a su nivel más alto, el cual ha sido fechado en la Llanura costera Río de la Plata en aproximadamente 6.000 años A.P. a una altura de 6,5 m por encima del nivel presente; alcanzado el máximo transgresivo, la regresión subsiguiente ocurrió en forma discontinua con un pequeño descenso inicial lento (1,5 mm/año) entre 6.000 y 5.000 años A.P., un período de relativa estabilidad entre 5.000 y 3.500 años A.P., un descenso rápido (5,8 mm/año) que llevó el nivel de 5 a 2,5 m sobre el actual entre 3.500 y 2.900 años, y uno final muy lento (0,5 mm/año) en los últimos 2.900 años hasta que el mar alcanzó su posición presente. Con respecto al máximo transgresivo, en zonas localizadas al sur de la Llanura costera Río de la Plata se han documentado momentos y posiciones diferentes, ya que en el cabo San Antonio se lo registró en +1,25 m a los 3.000 años A.P. (Parker 1980), mientras que en el área de la laguna Mar Chiquita lo fue entre 5.200 y 4.600 años A.P. a un nivel de +2 a 2,5 m (Schnack *et al.* 1982; Violante 1992). También en las cercanías de la laguna, Weiler y González (1988) mencionaron la probable existencia de dos máximos transgresivos en cotas semejantes, uno ocurrido alrededor de los 5.000 años A.P. y otro a los 3.285 años A.P., aunque las evidencias geológicas de ninguna manera avalan tal conclusión. Queda aún por explicar convenientemente la razón de las diferencias altimétricas y cronológicas observadas entre las distintas áreas mencionadas. No se ha analizado aquí la interacción entre las variables eustáticas, hidroisostáticas y tectónicas mencionadas por Codignotto *et al.* (1992) quienes las calcularon para toda la costa argentina y hallaron discrepancias entre los sectores de bahía Samborombón y Mar Chiquita-Miramar, pero no dentro de ellas. Es probable que distintas partes de las áreas centrales de la cuenca hayan tenido comportamientos diferenciales de menor magnitud que podrían estar evidenciados por las variaciones observadas.

3) Los aportes sedimentarios, afectados por dos sistemas de diferente procedencia, uno de la plataforma que acerca hacia la costa, por acción de las olas y del transporte litoral, a los sedimentos que yacen en los fondos marinos los cuales son relictos de antiguos aparatos litorales hoy sumergidos, y otro del Río de la Plata, que descarga hacia las áreas costeras los materiales provenientes de los sistemas fluviales del Paraná y Uruguay; no es significativo en el litoral bonaerense el aporte a través de los ríos y arroyos que drenan el interior de la región pampeana, aunque no se descarta una influencia mayor en épocas pasadas durante momentos en que el nivel de base se encontraba más bajo que el actual por el descenso del nivel del mar.

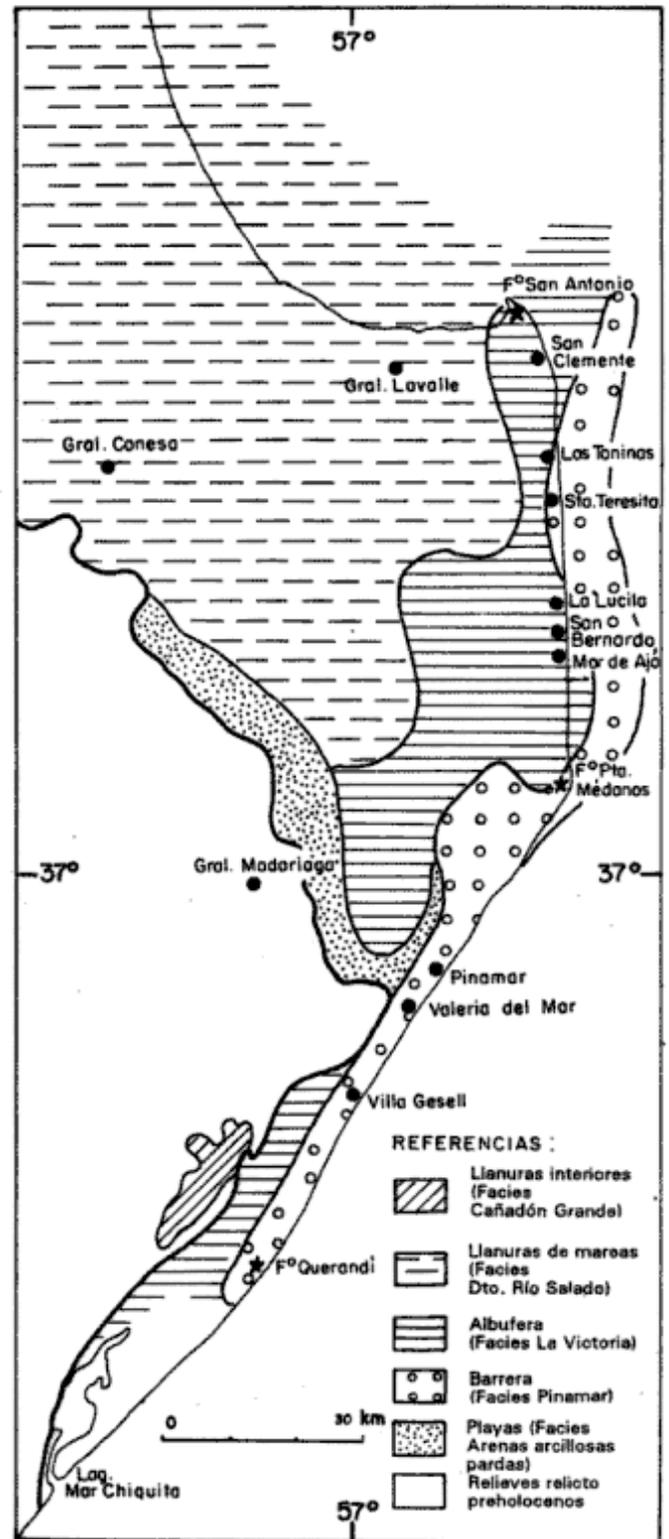


Figura 3: Esquema paleogeográfico del Holoceno transgresivo.

4) La hidrodinámica del medio, caracterizada por la acción de corrientes marinas y litorales inducidas por las olas y mareas en el ámbito de la plataforma, por corrientes fluviales, de mareas y el gradiente hidráulico en el Río de la Plata y por procesos de de-

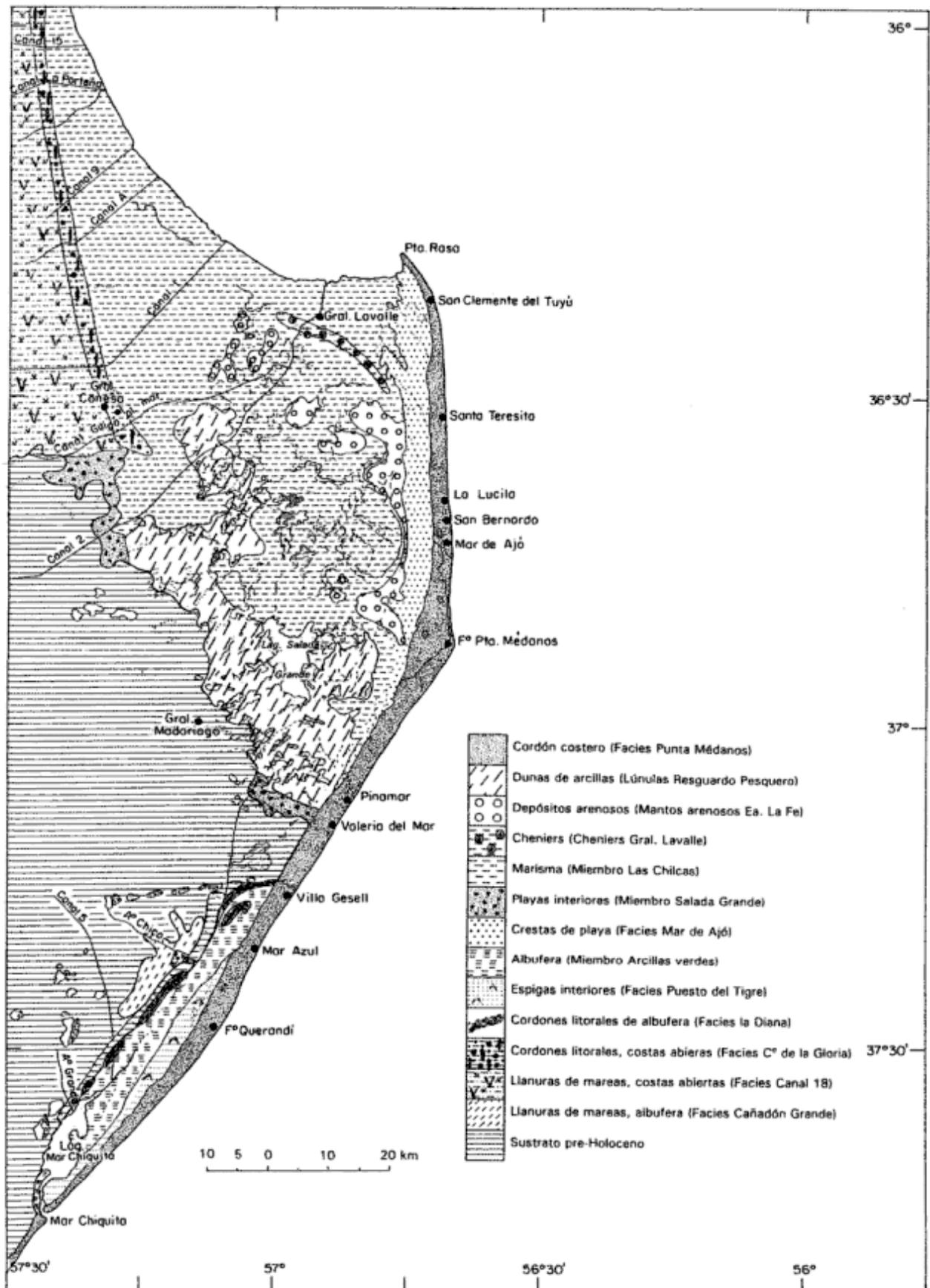
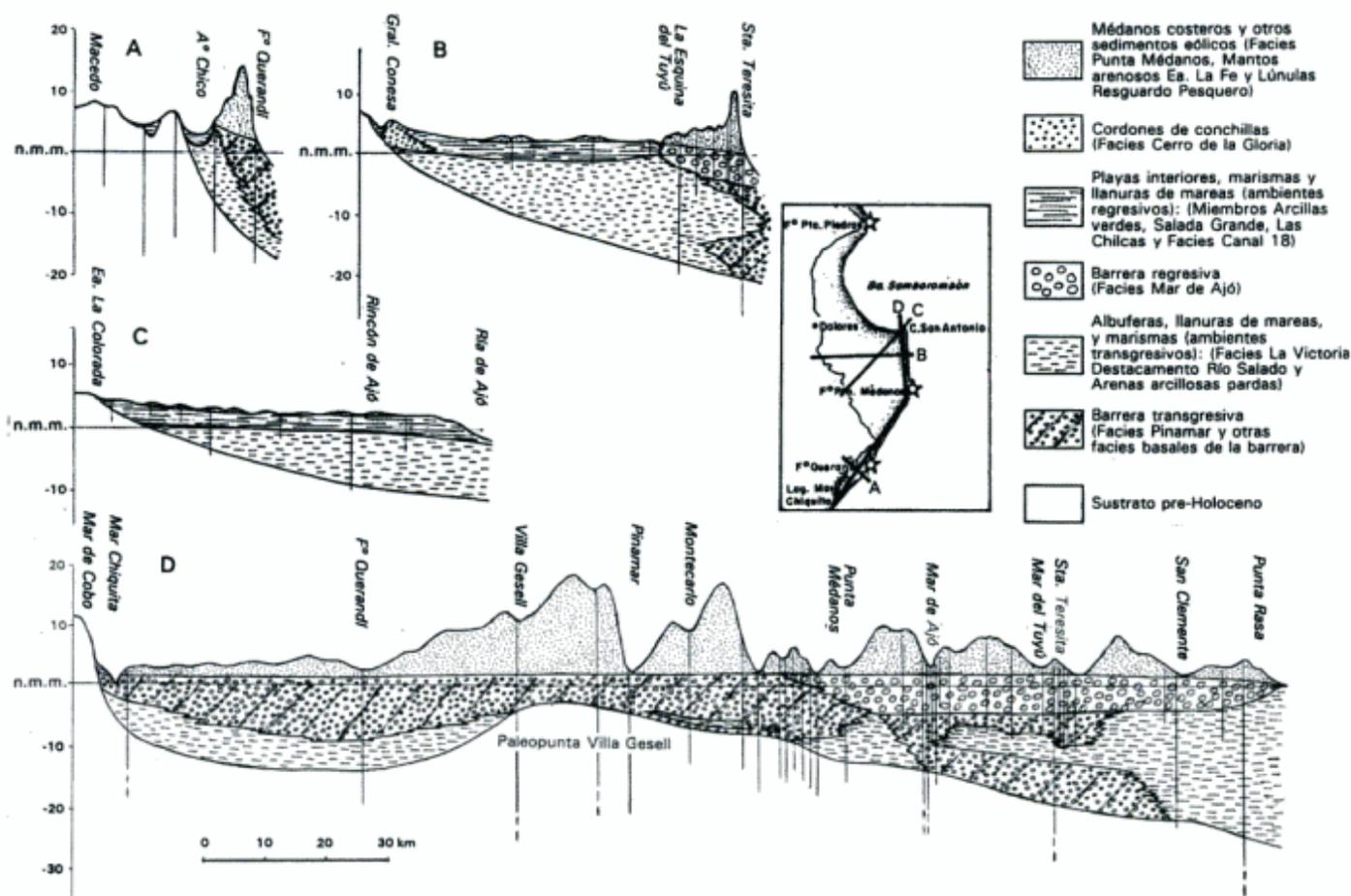


Figura 4: Mapa geológico y geomorfológico de la región de estudio (modificado de Parker y Violante 1993).



**Figura 5:** Cortes estratigráficos típicos de diferentes sectores del litoral bonaerense. Para la interpretación de las unidades geológicas ver el cuadro estratigráfico (Fig. 2). **a,** Corte típico del área de la laguna Mar Chiquita (zona de Faro Querandí). **b,** Corte típico del cabo San Antonio. **c,** Corte típico del sector sur de la bahía Samborombón. **d,** Corte a lo largo de la línea de costa entre la laguna Mar Chiquita y Punta Rasa.

cantación producidos en el frente de intercambio agua dulce-agua salada, elementos que interactúan en el sector de la bahía Samborombón. Se interpreta que los mismos, y consecuentemente los factores climáticos que los inducen, no deben haber variado significativamente durante el Holoceno a juzgar por la homogeneidad en las características sedimentológicas y relaciones faciales que se mantuvo en los sucesivos ambientes sedimentarios, aunque algunos rasgos, como por ejemplo el predominio de elementos de granulometría gruesa en los cordones litorales, permiten suponer una mayor ocurrencia de eventos de alta energía durante las etapas de nivel del mar más alto en relación al presente. Por otra parte, los ambientes sedimentarios costeros reflejan cambios a través del tiempo en las direcciones de deriva litoral.

5) Los movimientos tectónicos podrían haber tenido alguna influencia en la depositación de sedimentos durante el Holoceno. Su ocurrencia fue utilizada para explicar algunas anomalías topográficas y estratigráficas como el desnivel existente en el borde externo de la plataforma continental interior norbonaerense (Parker *et al.* 1991) y la posición elevada

anómala de antiguas playas cuyos registros se encuentran en la Llanura costera del margen sur del Río de la Plata (Cavallotto 1995). Codignotto *et al.* (1992) mencionaron un ascenso del continente durante el Holoceno del orden de algo más de 0,60 m/1.000 años para el ámbito de la bahía Samborombón.

### Dinámica costera durante el Holoceno

Los rasgos dinámicos y evolutivos de la región durante el Holoceno fueron establecidos sobre la base de la secuencia de eventos manifestada por la interrelación horizontal y vertical entre las unidades estratigráficas (o facies) que representan a los sucesivos ambientes sedimentarios desarrollados durante el transcurso de su historia. Esta reconstrucción se sustenta en los relevamientos geológicos regionales y recurre al apoyo de dataciones radiocarbónicas para acotar en el tiempo a algunas de sus etapas solamente cuando ellas demuestran coherencia con las evidencias de campo, a sabiendas de los problemas

que implica el uso de edades provenientes de muestras que pueden no cumplir con los requisitos esenciales para aportar datos cronológicos precisos.

Este método de trabajo dio como resultado la interpretación de algunas tendencias evolutivas de manera diferente a las que habían establecido previamente otros autores para los mismos eventos (Codignotto y Aguirre 1993; Aguirre 1995; Aguirre y Whatley 1995), lo que obligó a revisar y discutir las conclusiones surgidas de sus trabajos.

Codignotto y Aguirre (1993) utilizaron las dataciones por carbono 14 como elemento principal para determinar aspectos evolutivos holocenos de la región en los dos sitios donde se desarrollan depósitos sedimentarios con abundante material biogénico, las espigas del cabo San Antonio y los cordones de la bahía Samborombón, aunque de sus propias conclusiones se desprende que los mismos representan ambientes de alta energía en los cuales las conchillas han sufrido en general un intenso retransporte. En el caso del cabo San Antonio, establecieron una secuencia de edades radiocarbónicas en el sector que denominaron «espigas de barreras del norte», que varían entre 5.810 años A.P. en las inmediaciones de Santa Teresita y 1.610 años A.P. en Punta Rasa. En el caso de la bahía Samborombón, en los ambientes que llamaron «islas de barrera» señalaron una secuencia decreciente entre 6.980 años A.P. en las cercanías de General Conesa y 2.540 años A.P. al norte de la desembocadura del río Samborombón (Codignotto y Aguirre 1993, Fig. 1, p. 165), aunque al ilustrar las etapas evolutivas (Fig. 2, p. 171) indicaron, para épocas posteriores a los 6.000 años A.P., la acción de corrientes litorales con procesos de acreción desde los sectores más interiores de la bahía hacia sus extremos.

Las discrepancias que muestran algunas de las mencionadas conclusiones con las evidencias geológicas regionales llevó a incorporar las muestras datadas por diversos autores a los mapas de trabajo elaborados para la presente contribución a los fines de su reinterpretación, hallándose que muchas de ellas tienen posiciones geográficas y cotas que difieren en las distintas fuentes bibliográficas en las que han sido utilizadas, y que además, en algunos casos no fueron correctamente ubicadas en la figura 1 del trabajo de Codignotto y Aguirre (1993, p. 165), donde tampoco corresponden a las posiciones geográficas que ellos muestran en su tabla 1 (p. 167).

En consecuencia, se realizó un exhaustivo análisis de las dataciones radiocarbónicas existentes en la región, recopiladas de los trabajos de Fidalgo (1979), Fidalgo *et al.* (1981), Figini *et al.* (1984, 1990), Gómez *et al.* (1985, 1987), Figini (1992), Codignotto *et al.* (1992), Codignotto y Aguirre (1993), Figini y Carbonari (1993) y Aguirre (1993, 1995), resultando de esta reinterpretación la ubicación mostrada en la figura 6, para lo cual se tuvieron en cuenta, en el

caso de posiciones geográficas dudosas, la ubicación del sitio de muestreo, su descripción morfológica y cotas.

Para el caso del cabo San Antonio, se observa que la localización real de las muestras señala una clara secuencia decreciente de edades hacia el norte a partir de los 3.000 años A.P. (sitios T, R, Q, O y N, Fig. 6), mientras que las dos restantes de 5.810 y 3.370 años A.P. de antigüedad (sitios S y P), no parecen formar parte de esa secuencia.

Por su parte, en el caso de los cordones de la bahía Samborombón, el esquema resultante permitió asociar las muestras datadas en tres grupos (Fig. 6).

El primer grupo corresponde a muestras extraídas de la Facies Canal 18 (desarrollada al oeste de los cordones de conchillas o Facies Cerro de la Gloria, sitios F, G e I, Fig. 6), cuyas edades provenientes de valvas en posición de vida, coetáneas con la edad del depósito, oscilan entre 6.150 y 5.150 años A.P., siendo siempre mayores a las edades de los cordones vecinos que en esa misma latitud no sobrepasan los 4.500 años A.P., lo que deja traslucir algunas dudas en cuanto a la verdadera relación estratigráfica entre los sectores allí muestreados de ambas Facies.

El segundo grupo corresponde al nivel denominado «central beach ridge» por Codignotto y Aguirre (1993), que es el sistema más interior y más alto de cordones extendido entre Punta Piedras y General Conesa (sitios D, H, J, K, L y M, Fig. 6) en el cual las edades varían de sur a norte entre 6.980 y 3.050 años A.P. disminuyendo simultáneamente la cota de los sitios de muestreo, aunque en la mayoría de los casos las edades reflejan el momento de la muerte del individuo y no el de formación del depósito (Figini *et al.* 1990 y Figini y Carbonari 1993, señalaron para varias localidades el carácter de las conchillas, que demuestran que corresponden a individuos muertos en diferentes momentos, luego mezclados y redepositados, lo que condice con la naturaleza del depósito), así como se han detectado además evidencias de inversión de edades (Gómez *et al.* 1987; Codignotto *et al.* 1992; Codignotto y Aguirre 1993).

El último grupo comprende al denominado «eastern beach ridge» por Codignotto y Aguirre (1993), donde las tres muestras datadas (sitios A, B y C, Fig. 6) varían sus edades de norte a sur entre 3.760 y 2.540 años A.P. a la vez que también decrecen sus cotas. El sitio E (Fig. 6) corresponde a un espacio intercordonal.

Comparando las tendencias en ambos sistemas de cordones y suponiendo las edades que tendría el sistema más interior hacia el norte del río Salado si se extrapolan sus edades en esa dirección, resultaría inexplicable allí la presencia de edades menores a las del cordón más exterior a no ser que se reconociera la inexactitud de las dataciones. Por otra parte, debe mencionarse que Spalletti *et al.* (1987) infi-

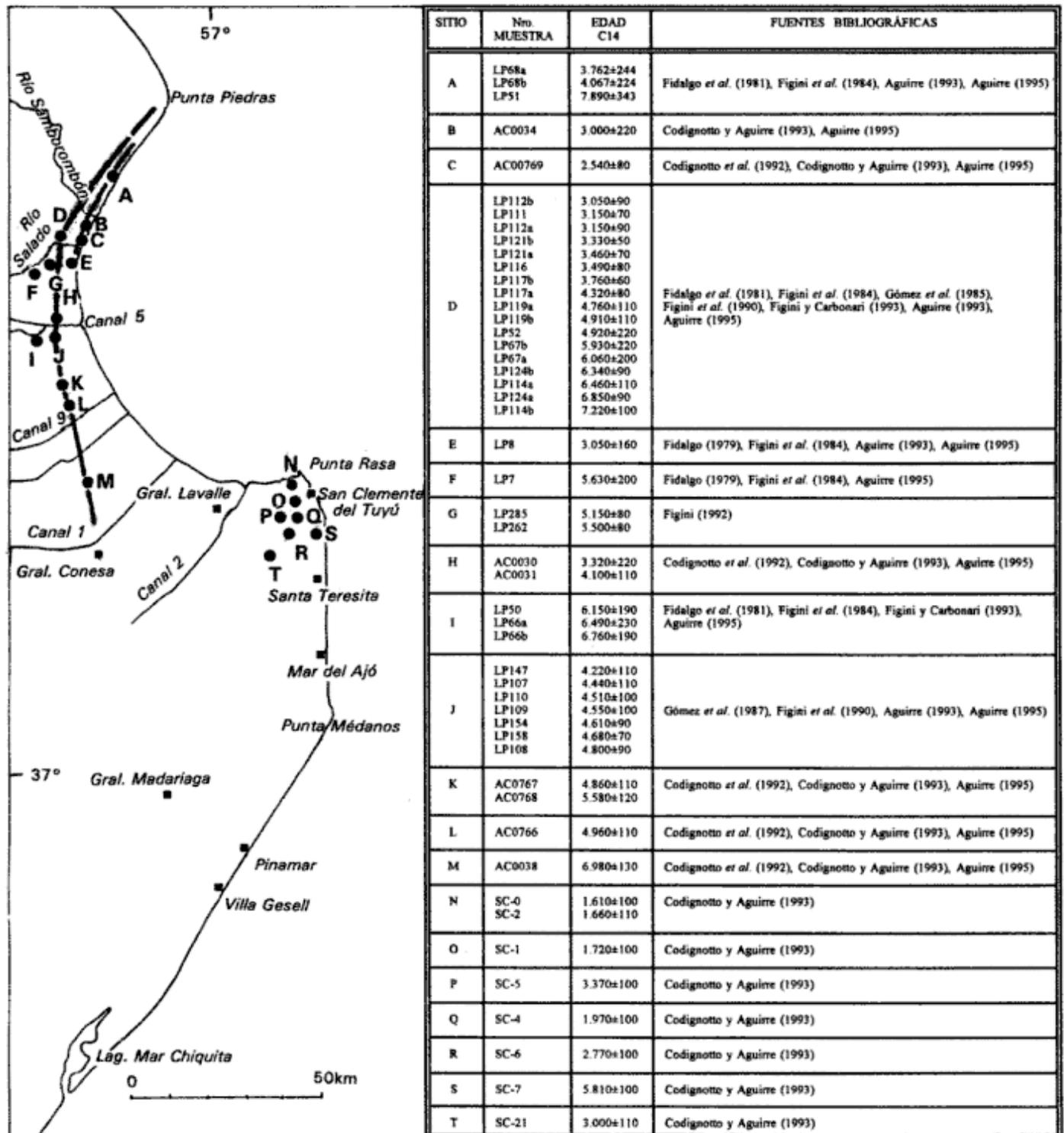


Figura 6: Reinterpretación de las edades carbono 14 existentes en la región de la bahía Samborombón.

rieron, al estudiar las estructuras sedimentarias en un sector de los cordones de conchillas cercanos a la desembocadura del río Salado, la probable acción de corrientes litorales dirigidas al norte; es evidente que dicha información proviene de un dato puntual y localizado que representa una sola componente del

transporte litoral y no necesariamente la dirección dominante, la cual debería establecerse mediante la realización de mediciones a lo largo y a lo ancho de todos los sistemas de cordones.

Se interpreta que estos datos no son por sí solos suficientes para establecer definitivamente un senti-

do de deriva litoral generadora de los sistemas de cordones, cuando por otra parte existirían evidencias de carácter más regional en favor de una tendencia de evolución de norte a sur a partir de Punta Piedras. Ellas se apoyan fundamentalmente en razones de orden geomorfológico y sedimentológico partiendo del supuesto del mantenimiento de similares condiciones hidrodinámicas durante todo el Holoceno, considerando que el sector central de la bahía Samborombón, protegido durante los últimos 6.000 años de evolución por detrás de las barreras litorales que formaban parte del cabo San Antonio, se comportó como un ámbito de baja energía relativa (excepto por los períodos de incremento de la misma que produjeron la concentración de los elementos más gruesos en los cordones) receptor de sedimentos finos donde aún hoy predominan en la costa corrientes litorales provenientes del norte por la fuerte influencia de las descargas del Río de la Plata que dominan sobre la deriva litoral en dirección opuesta que circula en el cabo San Antonio, manifestado a través de la distribución de sedimentos subácuos de la bahía (Parker *et al.* 1999), así como por las «plumas» de sedimentos de los ríos y canales artificiales que desaguan en la bahía, las que muestran una clara tendencia de deriva al sur (Bértola *et al.* 1998).

Estas evidencias no hacen más que avalar, al menos por ahora, los modelos clásicos de deriva litoral a partir de la concentración de olas en los cabos o puntas («*headlands*») y disipación de su energía hacia los sectores interiores de la bahía (May y Tanner 1973; Swift 1976), que fueron aplicados para interpretar la migración de cordones y *cheniers* de diversas partes del mundo, como en los casos descritos por Stapor (1975), Penland y Boyd (1985), Anthony (1989) y Penland y Suter (1989).

### Evolución geomorfológica

Las características del paquete sedimentario holoceno resultaron de la acción de procesos dinámicos costeros subordinados a un evento eustático inicialmente transgresivo que actuó sobre un sustrato de relieve irregular, cuyas áreas más elevadas, prominentes hacia el mar y en consecuencia expuestas a los mayores niveles de energía de olas, sufrieron intensos procesos erosivos, mientras que en las más deprimidas, protegidas y de menor nivel energético, dominaron procesos de acumulación. Con el ulterior retroceso del mar en las épocas finales de la historia evolutiva, las últimas se vieron afectadas por una intensa progradación.

Esta evolución puede ser esquematizada en etapas que reflejan los diferentes eventos ocurridos a través del tiempo (Fig. 7). Las edades asignadas a cada

evento están aproximadas en base a las evidencias geológicas de toda la región, a la curva de variaciones del nivel del mar establecida para este ámbito por Cavallotto *et al.* (1995) -la cual se ilustra en cada etapa con la indicación del momento de ocurrencia del evento correspondiente- y en menor medida a dataciones absolutas ya que por las razones expuestas ellas no pueden considerarse fuera del contexto geológico. La denominación e interpretación de las unidades formacionales, representadas en el cuadro estratigráfico de la figura 2 corresponde a la establecida por Parker y Violante (1990, 1991, 1993, quienes recopilaron, sobre la base de los esquemas de Ameghino 1908 y Frenguelli 1950, los trabajos estratigráficos de Fidalgo *et al.* 1973a, b; Fidalgo 1979; Parker 1979, 1980; Fidalgo *et al.* 1981; Parker y Violante 1982; Schnack *et al.* 1982; Fidalgo y Martínez 1983; Dangavs 1983, 1988; Parker 1990), más el reciente de Cavallotto (1996) para la costa sur del Río de la Plata. También se consideraron, en lo que se refiere a aspectos evolutivos y paleoambientales (y aunque puedan discutirse ciertas conclusiones vertidas en algunos de ellos), los trabajos de Schnack y Gardenal (1979), Schnack *et al.* (1980), Fasano *et al.* (1982), Codignotto y Aguirre (1993), Aguirre (1993, 1995), Aguirre y Whatley (1995) y Prieto *et al.* (1998).

Previo al comienzo de la última transgresión serán considerados dos momentos correspondientes al Pleistoceno que fueron fundamentales en el modelado del sustrato sobre el cual transcurrió aquélla.

*Máximo transgresivo durante el último interglacial:* En el Pleistoceno tardío, en coincidencia con el máximo transgresivo ocurrido durante el último período interglacial (estadío isotópico 5e, Sangamon, hace unos 120.000 años) las zonas litorales de lo que es hoy el ámbito costero del nordeste bonaerense (Fig. 7a) se caracterizaron por la formación de sistemas de barreras y sus ambientes lagunares asociados (Formación Canal 5). En zonas menos expuestas a la dinámica oceánica se formaron playas de baja energía (Formación Pascua), mientras que en las áreas entonces sumergidas se depositaron sedimentos de ambiente de plataforma interior (Formación Pozo N° 10).

*Nivel del mar bajo durante la última glaciación:* Durante el retiro del mar simultáneamente con el desarrollo creciente de la última glaciación, los sistemas de barreras litorales migraron acompañando ese retroceso y dejando relictos de su pasaje en lo que es hoy la plataforma interior, hasta que el nivel del mar se instaló temporariamente en la actual cota de -30 m aproximadamente, donde se formaron las barreras que pasarían a constituir el rasgo conocido como Restinga de los Pescadores (Parker *et al.* 1999). Entre los diferentes sistemas se preservaron

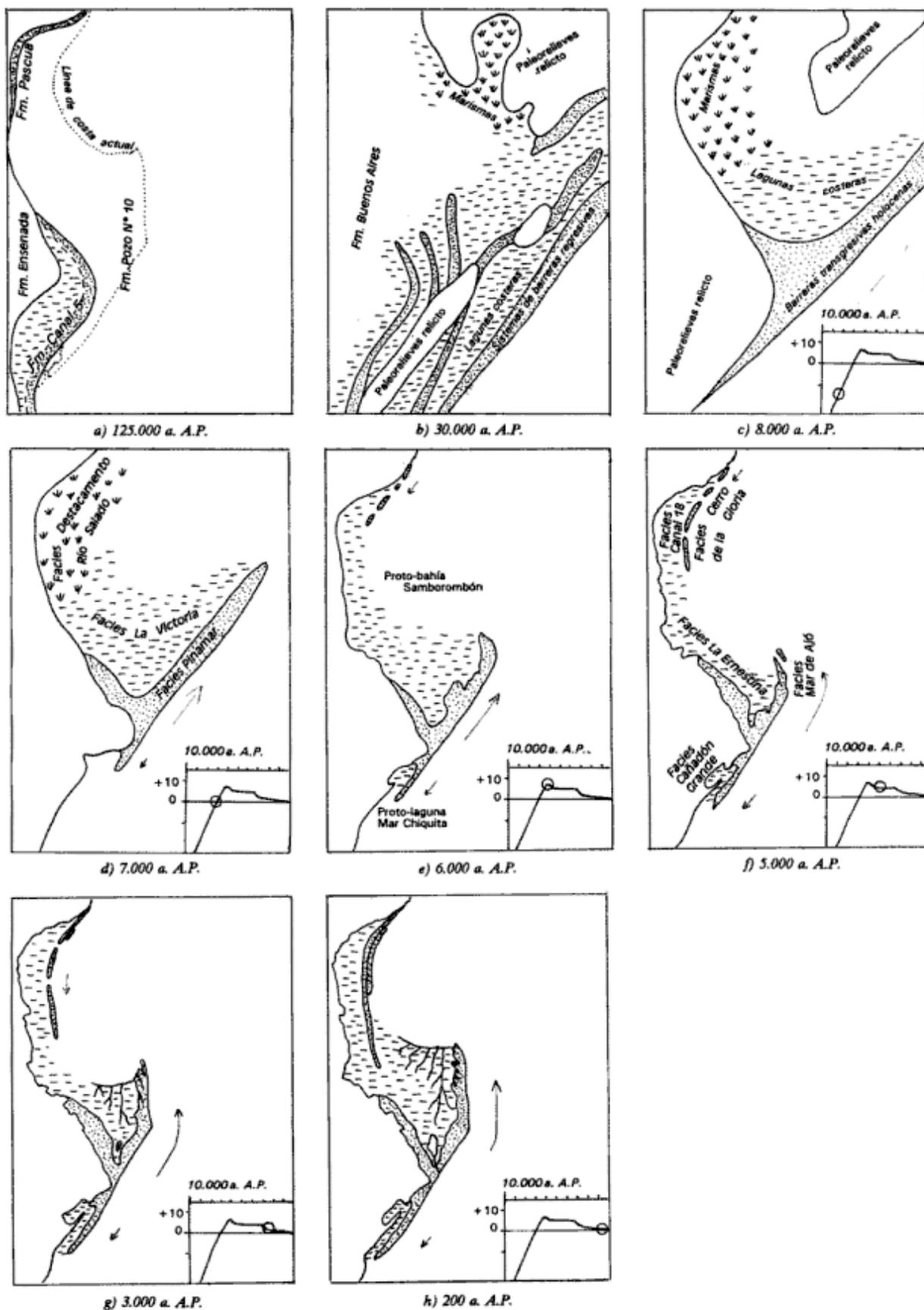


Figura 7: Esquema evolutivo de la región a partir del Pleistoceno tardío. La curva de fluctuaciones del nivel del mar que acompaña a cada etapa del Holoceno es la de Cavallotto *et al.* (1995), en la cual se señala el momento de ocurrencia del evento correspondiente.

los registros sedimentarios de lagunas costeras así como de marismas (facies de limos grises hallados en testigos submarinos en la zona del Alto Marítimo, Parker *et al.* 1999). La extensión y desarrollo de las barreras regresivas fueron regulados parcialmente por la existencia de paleorrelieves relicto formados por sedimentos marinos del Plioceno y Pleistoceno temprano. Una imagen paleogeográfica de lo que puede haber sido la plataforma interior hace tal vez unos 30.000 años, cuando el mar, en su descenso, la descubrió totalmente, se ilustra en la figura 7b. Aún no hay indicios que revelen probables fluctuaciones del nivel del mar en este período, que estarían vinculados a los diversos estadios isotópicos transcurridos entre el 5d y el 3. Los relieves formados por las barreras situadas en las áreas occidentales más altas que fueron quedando desvinculadas de la acción marina a medida que el nivel del mar descendía, se cubrieron con sedimentos eólicos (Formación Buenos Aires). En la plataforma continental exterior, en cambio, no hay aún evidencias de cómo transcurrió la subsiguiente fase de descenso del nivel del mar que lo llevó hasta su posición más baja.

*Etapas iniciales de la última transgresión:* Con el comienzo del proceso transgresivo iniciado hace unos 18.000 a 20.000 años, que siguió al máximo glacial (estadio isotópico 2), el mar comenzó a invadir otra vez el ámbito de la actual plataforma, evento que provocó el modelado del sustrato por el proceso erosivo propio del retroceso costero dando lugar a una superficie de transgresión o «acantilamiento» (*ravinement* en el sentido de Swift 1968).

*8.000 años A.P.:* En esta época, cuando el mar se encontraba en franco ascenso aunque el Río de la Plata corría aún confinado entre la costa uruguaya y el Alto Marítimo y desaguaba hacia el nordeste a la altura de Uruguay y del sur de Brasil (Urien *et al.* 1979), ya se encontraban en desarrollo las barreras litorales mencionadas por Urien (1967) y Parker (1980) (Fig. 7c), que migraron en dirección al continente a medida que progresaba el evento transgresivo. Estas barreras (facies iniciales de la Facies Pinar del Sol), que avanzaron dejando a su paso un manto de arenas (Formación Banco Punta Médanos Exterior), tenían un rumbo nordeste extendiéndose a través del Río de la Plata exterior, mientras que por detrás de ellas se formaron, en el ámbito de la bahía Samborombón y cabo San Antonio, playas, lagunas costeras y marismas en las que se depositaron sedimentos más finos (Facies La Victoria y Destacamento Río Salado de la Formación Pozo N° 8). Con el transcurrir de la transgresión el mar alcanzó la altura suficiente como para sobrepasar el Alto Marítimo, y así los procesos fluvioestuarínicos propios del Río de la Plata comenzaron a interactuar con los marinos de plataforma.

*7.000 años A.P.:* Antes de alcanzarse el máximo transgresivo, cuando el mar se situó en una posición semejante a la actual, se manifestaban en forma conspicua los rasgos salientes de la costa como la paleopunta Villa Gesell y Punta Piedras (Fig. 7d), que ya se venían comportando como elementos de importante influencia en los procesos costeros desde las etapas precedentes. La paleopunta indujo a una divergencia en las direcciones de deriva litoral que llevó al desarrollo de una espiga adosada a ella que evolucionó en dirección suroeste, opuesta a las barreras extendidas hacia la boca del Río de la Plata (Fig. 5d). Punta Piedras, por su parte, comenzó a actuar como otro foco de divergencia de las corrientes costeras.

*6.000 años A.P.:* El nivel del mar comenzó a estabilizarse y la costa no retrocedió más al menos en forma significativa (Fig. 7e). Prevalció en cambio la progradación de las barreras por deriva litoral, por lo menos en los momentos iniciales de esta etapa. El último sistema de barreras adosadas a la paleopunta Villa Gesell quedó preservado en el subsuelo de la actual llanura costera (Fig. 5a, b y d), al tiempo que el balance sedimentario llevó a un estado de equilibrio que permitió que la línea de costa alcanzara su dirección final de simplificación sin accidentes costeros importantes ya que la paleopunta retrocedió por procesos erosivos lo suficiente como para desaparecer como rasgo costero conspicuo (Fig. 7e). Con el transcurso del tiempo, la parte distal de la barrera que evolucionó hacia el norte quedó recortada en su extremo libre tal vez por deficiencias en los aportes sedimentarios y tendió a curvarse hacia adentro (Figs. 3 y 7e). Fluctuaciones en su posición permitieron a su vez la expansión de partes de ella hacia el interior formando la Lengua Pinar del Sol, mientras que las zonas protegidas detrás de las barreras siguieron comportándose como áreas de circulación restringida receptoras de sedimentos arenosos finos dando origen así a la protobahía Samborombón. En las áreas cerradas al sur de la paleopunta se depositaron también los sedimentos finos de la Facies Cañadón Grande al tiempo que empezó a esbozarse la proto-laguna Mar Chiquita. Paralelamente, en Punta Piedras comenzaron a instalarse los sistemas de cordones litorales (Facies Cerro de la Gloria) que también por un proceso de divergencia de la deriva litoral evolucionaron hacia ambos lados de la misma, si bien la conformación de la punta como rasgo saliente de la costa persistió a través del tiempo por imperar aquí condiciones de menor energía que al sur. La importancia que adquieren los procesos costeros en el ámbito que dio origen a la protobahía Samborombón radica en que con la inundación del Alto Marítimo cambió hacia ese sector la antigua zona de descarga del Río de la Plata, que originalmente era el Canal Oriental adyacente a la

costa uruguaya, vía de desagüe natural a través de toda la historia evolutiva previa del Rfo.

**5.000 años A.P.:** Pasado el momento en que el mar alcanzó su máximo nivel, éste empezó a mostrar las primeras tendencias claras de retroceso, aunque rápidamente volvió a estabilizarse (Fig. 7f). La barrera norte fue recortada definitivamente en su porción septentrional lo que indujo a su rebasamiento y llevó la línea de costa a una posición mucho más interior a partir de donde se fueron sucediendo series de crestas de playas (Facies Mar del Ajó) (Fig. 5b y d) que migraron hacia el norte acomodando la costa a una nueva dirección de simplificación. Este hecho podría eventualmente ser la consecuencia de modificaciones en el régimen de energía de las olas, lo que hasta el momento no puede pasar de ser una especulación. Los cordones adosados a Punta Piedras continuaron creciendo hacia el sur.

**3.000 años A.P.:** En este momento el nivel del mar se encontraba, ahora definitivamente, en pleno descenso, y la costa comenzó a progradar rápidamente (Fig. 7g) por el gran aporte de sedimentos fluviales provenientes del sistema deltaico del Plata que irrumpió a través del Rfo para afectar el área de Samborombón. Las crestas de playa desarrolladas sobre la barrera del norte avanzaron en esta dirección; el desarrollo del sistema en la costa atlántica provocó que los ambientes interiores situados por detrás de las crestas quedaran protegidos de la acción marina directa, limitando progresivamente el desarrollo hacia el sur de los cordones litorales adosados a Punta Piedras y empezando a cambiar paulatinamente la deposición de sedimentos clásticos más gruesos y elementos biógenos propios de los cordones por otros de granometrías más finas típicos de ambientes de llanuras de mareas. Entre estos cordones litorales y las crestas de playa se extendieron los ambientes protegidos representados por la Facies La Ernestina (Fig. 5b y c). Por su parte, la barrera sur, muy comprimida contra los altos relicto del Pleistoceno, siguió creciendo hacia el sur, mientras que en su parte posterior se desarrollaron playas protegidas y cordones (Facies La Diana).

**Etapas posteriores a los 3.000 años A.P.:** En la medida que el nivel del mar continuó su descenso, las crestas de playa siguieron adosándose al extremo norte de la barrera, mientras que a sus espaldas se produjo una intensa progradación de los ambientes protegidos. Los cordones asociados a Punta Piedras se integraron a los ambientes del sur, conformándose una línea de costa semejante a la actual con una paleo-bahía Samborombón aún muy escotada, en la que nuevos cordones empezaron a escalonarse en niveles decrecientes hacia la costa. La barrera sur también progradó rápidamente por la acre-

ción de crestas de playas (Facies Puesto del Tigre). Los sedimentos que fueron removidos de la playa por acción eólica pasaron a coronar las barreras en forma de cadenas de médanos (Formación Punta Médanos), a las cuales Isla *et al.* (1996) le asignaron una edad máxima de  $540 \pm 100$  años A.P. en base a una datación radiocarbónica, aunque sería razonable pensar que su antigüedad debería ser mayor. Es probable que durante esta etapa haya habido esporádicas aperturas de la barrera a través de canales que desaguaban los ambientes lagunares interiores. Las zonas de llanuras de mareas que fueron quedando desvinculadas de los procesos marinos sufrieron acción eólica (Lúnulas Resguardo Pesquero); las zonas situadas inmediatamente por detrás de la cadena de médanos costeros recibieron sedimentos eólicos provenientes de éstos (Mantos arenosos Estancia La Fe); períodos tormentosos excepcionales formaron los *Cheniers* General Lavalle (Fig. 5b y c).

**200 años A.P.:** Siguió la evolución de la misma manera con una rápida progradación, alcanzando la costa una configuración ya casi igual a la actual (Fig. 7h). Datos históricos revelan, por un lado, la apertura de la cadena de médanos y el desagüe hacia el sur de las lagunas situadas al oeste de Punta Médanos (Falkner 1774, y datos de mapas antiguos de 1875, 1884 y 1903 mencionados por Dangavs 1988), lo que está avalado por rasgos relicto que pueden observarse en fotografías aéreas, y por otra parte, la existencia de antiguas vías navegables en la costa sur de Samborombón, en las vecindades de la actual localidad de General Lavalle, al oeste de Punta Rasa, donde funcionó hacia fines del siglo 18 y durante el 19 un importante puerto. Las etapas evolutivas finales no modificaron sustancialmente el paisaje, que llegó así a su conformación actual (Fig. 4).

### Síntesis evolutiva

La evolución descrita se puede sintetizar en tres momentos principales: el período deglacial, durante el cual ocurrió el ascenso glacioeustático a una velocidad relativamente constante; la última parte de la transgresión, cuando el mar decreció su velocidad de ascenso hasta llegar a estabilizarse; y una etapa final de descenso del nivel del mar con intensa progradación costera.

Durante el primer período predominaron los procesos de deriva litoral hacia el norte con desarrollo de sistemas de barreras que se extendieron en dirección nordeste a través de la boca del Rfo de la Plata permaneciendo arraigadas por un lado a un rasgo costero saliente ubicado al sur como fue la paleopunta Villa Gesell, y por otro al Alto Marítimo localizado al norte. El Rfo de la Plata desaguaba en

esa época bordeando la costa uruguaya hasta salir al mar a la altura del este uruguayo.

Durante el segundo período, cuando el nivel del mar invadió y sobrepasó el Alto Marítimo, los procesos costeros que allí actuaban se desplazaron rápidamente hacia la actual Punta Piedras; al mismo tiempo, los sedimentos del Río de la Plata se volcaron hacia la plataforma por encima del Alto recién sumergido lo que llevó a la interacción entre los procesos propios de cada uno de esos ámbitos; esto trajo aparejado cambios en la deriva litoral que, alterada por el efecto de los altos de la paleopunta Villa Gesell y de Punta Piedras, indujo a la generación de sistemas divergentes de espigas de barreras en ambientes de mayor energía adosadas a la primera y cordones litorales de menor energía adosados a la segunda, conformándose de esta manera células locales de circulación.

El tercer período comenzó al iniciarse el descenso del nivel del mar y se extendió hasta la actualidad, destacándose como evento trascendental el avance del ambiente deltaico hacia el sur que volcó la mayor carga sedimentaria hacia la bahía Samborombón en detrimento del Canal Oriental adyacente a la costa uruguaya. La interacción entre ese proceso y los litorales del cabo San Antonio condujo a la formación de un ámbito protegido, encerrado entre las espigas de barreras evolucionadas hacia el norte y los cordones litorales evolucionados hacia el sur, en el cual dominaron procesos de baja energía que permitieron la depositación tanto de los sedimentos provenientes de la plataforma como de aquellos propios del río, lo que sujeto a las condiciones dominantes de mayor energía provenientes del sur provocó la rápida progradación hacia el norte llevando al cerramiento progresivo de la bahía Samborombón hasta llegar a su presente configuración.

## Conclusiones

La evolución geomorfológica de las llanuras costeras del nordeste bonaerense durante el Holoceno resultó de la interacción de procesos de dinámica litoral que ocurrieron bajo un clima de ola similar al actual y sujetos a la influencia de un nivel del mar oscilante en respuesta a factores esencialmente climáticos, los que actuaron sobre un sustrato cuya conformación reguló su accionar. Los hechos más destacados en esa evolución fueron:

1. La presencia de un relieve relictivo mayor como fue el Alto Marítimo, que durante las etapas evolutivas vinculadas a un nivel del mar todavía bajo, hace al menos unos 8.000 años, constituía un rasgo subaéreo que reguló la acción de los procesos litorales, los que eran inducidos fundamentalmente por la acción de las olas y las corrientes costeras.

2. El ascenso del nivel del mar, que sumergió al Alto Marítimo y lo eliminó del escenario geomorfológico extendiendo de manera significativa hacia el oeste la superficie expuesta a los procesos litorales.

3. La irrupción de los aportes fluviales a través del Río de la Plata cuando éste pudo derramarse por sobre el Alto Marítimo sumergido en dirección al litoral atlántico bonaerense, incorporando los sedimentos finos provenientes de las áreas mesopotámicas a los procesos costeros allí actuantes. A partir de este momento, los procesos dominantes de deriva litoral hacia el norte cambiaron a un sistema de circulación en células ajustado a la presencia de puntos prominentes de la línea de costa.

4. La presencia de un relieve relictivo menor, la paleopunta Villa Gesell, que a partir de la desaparición del Alto Marítimo se erigió en el rasgo costero más prominente que concentró los procesos dinámicos de mayor energía, los que comenzaron a delinear los rasgos del cabo San Antonio hacia el norte y de la laguna Mar Chiquita hacia el sur.

5. La interacción entre los procesos de gradación ocurridos en el cabo San Antonio, donde dominó una deriva litoral hacia el norte, con los ocurridos en sentido inverso vinculados a Punta Piedras (remanente del antiguo sistema positivo del Alto Marítimo), lo que condujo a transformar a la bahía Samborombón en un depocentro de magnitud significativa por el entrapamiento de los sedimentos provenientes de ambas direcciones.

La resultante sedimentaria fue, primero, la formación y migración de sistemas de barreras y lagunas costeras durante el evento transgresivo que permanecieron arraigadas a viejos relieves positivos relictivo del Pleistoceno, y segundo, la instalación de los sistemas de espigas litorales y cordones que migraron durante la etapa regresiva en direcciones opuestas a partir de los frentes costeros de Punta Piedras y paleopunta Villa Gesell. De esta forma, se conformaron tres ambientes de llanuras costeras: el del margen sur del Río de la Plata, el de la cuenca del río Ajó-bahía Samborombón y el de Mar Chiquita. El de mayor magnitud es el segundo de los nombrados (Llanura costera Ajó), cuya evolución estuvo marcada por procesos complejos resultantes del desarrollo simultáneo de una espiga migrante al norte en el cabo San Antonio y cordones de playa migrantes al sur en el interior de la bahía Samborombón, con la consecuente rápida colmatación de los ámbitos lagunares y de marismas intermedios lo que condujo a la configuración actual del sector. Los otros dos, en cambio, estuvieron sujetos a procesos más simples en los que dominó un solo sentido de evolución, asociados a ambientes de barreras litorales de costas abiertas uno (Llanura costera Mar Chiquita) y de cordones en costas protegidas el otro (Llanura costera Río de la Plata).

## Agradecimientos

Los autores agradecen a los árbitros por las atinadas observaciones y comentarios que permitieron mejorar sustancialmente su contenido.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M., 1993. Palaeogeography of the Holocene molluscan fauna from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: its relation to coastal evolution and sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 1-26.
- Aguirre, M., 1995. Cambios ambientales en la región costera bonaerense durante el Cuaternario tardío. Evidencias malacológicas. *Actas 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 35-46. Junín.
- Aguirre, M.L. and Whatley, R.C., 1995. Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. *Quaternary Science Review*, 14: 223-254.
- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. *Anales Museo Nacional Buenos Aires*, 3 (10): 343-428.
- Anthony, E.J., 1989. Chenier Plain development in Northern Sierra Leone, West Africa. *Marine Geology*, 90: 297-309.
- Bértola, G., Cortizo, L. y Pastorino, S., 1998. Delimitación de ambientes costeros en la bahía Samborombón mediante información satelitaria. *Actas 5° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 2: 217-225. Mar del Plata.
- Cavallotto, J.L., 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 635, 237 p. (Inédito).
- Cavallotto, J.L., 1996. Estratigrafía del Holoceno de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 51-68. Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., Parker, G. and Violante, R.A., 1995. Relative sea-level changes in the Río de la Plata during the Holocene. 2° Annual Meeting IGCP 367: Late Quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions, Abstracts vol.: 19-20. Antofagasta.
- Cavallotto, J.L., Violante, R.A. y Parker, G., 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Holoceno. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 508-511. Salta.
- Codignotto, J.O. and Aguirre, M., 1993. Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110 (1/2): 163-176.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.A. and Marcomini, S.C., 1992. Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8 (1): 125-133.
- Dangavs, N.V., 1983. Geología del Complejo Lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 161-174.
- Dangavs, N.V., 1988. Geología, Sedimentología y Limnología del Complejo Lagunar Salada Grande, Partidos de General Madariaga y General Lavalle, Provincia de Buenos Aires. Plan: Estudio de los recursos acuáticos de la Pampa Deprimida. Dirección de Recursos Naturales y Ecología, Ministerio de Asuntos Agrarios de la provincia de Buenos Aires. 143 p., La Plata. Dirección de Geodesia de la Provincia de Buenos Aires, 1985. Vuelo aerofotogramétrico. Sector costero Mar de Ajó-Pinamar, Escala 1:20.000, Cámara RC5a, Focal 152 mm.
- Falkner, T., 1774. A description of Patagonia and the adjoining parts of South America. Hereford, 144 p.
- Fasano, J.L., Hernández, M.A., Isla, F.I. y Schnack, E.J., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la Laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Oceanologica Acta*, Simposio Internacional sobre lagunas costeras, SCOR/IABO/UNESCO: 285-292. Bordeaux.
- Fidalgo, F., 1979. Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires Province (Argentina). *Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*: 384-404. Sao Paulo.
- Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del Partido de La Plata (Provincia de Buenos Aires). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 263-279. Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F., 1973a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 227-240. Villa Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U., 1973b. Geología superficial en las hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39. Villa Carlos Paz.
- Fidalgo, F., Figini, A.J., Gómez, G.J., Carbonari, J.E. y Huarte, R.A., 1981. Dataciones radiocarbónicas en la Formaciones Las Escobas y Destacamento Río Salado, Provincia de Buenos Aires. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 4: 43-56. San Luis.
- Figini, A.J., 1992. Edades <sup>14</sup>C de sedimentos marinos holocénicos de la Provincia de Buenos Aires. *Actas 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses*, : 147-152. La Plata.
- Figini, A.J. y Carbonari, J.E., 1993. Análisis de las dataciones radiocarbónicas en valvas de moluscos marinos. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 245-248. Mendoza.
- Figini, A.J., Gómez, G.J., Carbonari, J.E., Huarte, R.A. and Zubiaga, A.C., 1984. Museo de La Plata radiocarbon measurements 1. *Radiocarbon*, 26 (1): 127-134.
- Figini, A.J., Carbonari, J.E. and Huarte, R.A., 1990. Museo de La Plata radiocarbon measurements 2. *Radiocarbon*, 32 (2): 197-208.
- Fray, Ch. and Ewing, M., 1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Shelf. 1: Wisconsin sea level as indicated in Argentine Continental Shelf sediments. *Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 115 (6): 113-126.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2* (33): 72 p. La Plata.
- Gómez, G.J., Huarte, R.A., Figini, A.J., Carbonari, J.E., Zubiaga, A.C. y Fidalgo, F., 1985. Análisis y comparación de dataciones radiocarbónicas de conchas de moluscos de la Formación Las Escobas, Provincia de Buenos Aires. *Resúmenes 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 121-122. Tandil.
- Gómez, G.J., Figini, A.J. y Fidalgo, F., 1987. Secuencia vertical de edades C<sup>14</sup> en la Formación Las Escobas, Cerro de la Gloria, Bahía de Samborombón. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 1: 399-402. Tucumán.
- INTA, 1967. Vuelo aerofotogramétrico. Sector costero Mar de Ajó-Pinamar, Escala 1:20.000, Cámara RC8, Focal 153mm. Realizado por SPARTAN.
- Isla, F.I., Cortizo, L.C. and Schnack, E.J., 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 15: 833-841.
- May, J.P. and Tanner, W.F., 1973. The littoral power gradient and shoreline change. In: Coates, D.R. (Ed.): *Publications in Geomorphology, Coastal Geomorphology*. State University of

- New York, 2: 43-60. Binghampton.
- Parker, G., 1979. Geología de la Planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 34 (3): 83-167. Buenos Aires.
- Parker, G., 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Holoceno en Punta Médanos. (Planicie costera y plataforma interior). Provincia de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense: 205-224. Mar del Plata.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 193-204. Buenos Aires.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó. *Acta Oceanográfica Argentina*, 3 (1): 57-91.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1990. Geología y geomorfología, Regiones 1 y 2: Punta Rasa-Faro Querandí. En: Estudio para la evaluación del recurso hídrico subterráneo de la región costera atlántica. Informe final Convenio de Cooperación Consejo Federal de Inversiones-Servicio de Hidrografía Naval, 2: 110 p. (Inédito).
- Parker, G. y Violante, R.A., 1991. Geología y Geomorfología del sector comprendido entre Punta Médanos y Pinamar. Informe final contrato Consejo Federal de Inversiones, Exp. 2034-1, Estudio para la Evaluación del Recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica (Inédito).
- Parker, G. y Violante, R.A., 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: Iriondo, M. (Ed.): *El Holoceno en la Argentina*. CADINQUA, 2: 163-230. Buenos Aires.
- Parker, G., Violante, R.A., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Costa, I.P. y Cavallotto, J.L., 1991. Geología de la plataforma interior y media norbonaerense. Resúmenes Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar '91: 86. Puerto Madryn.
- Parker, G., Violante, R.A. y Paterlini, C.M., 1996. Fisiografía de la Plataforma Continental. En: Ramos, V.A. y Turic, M.A. (Eds.): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 1-16. Buenos Aires.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1999. Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma Interior Norbonaerense). Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 273, Buenos Aires.
- Penland, S. and Boyd, R., 1985. Mississippi Delta barrier shoreline development. In: Penland, S. and Boyd, R. (Eds.): *Transgressive depositional environments of the Mississippi River Delta Plain: a guide to the barrier island, beaches and shoals in Louisiana*. Guidebooks Series 3, Louisiana Geological Survey: 53-121. Baton Rouge.
- Penland, S. and Suter, J.R., 1989. The geomorphology of the Mississippi River Chenier Plain. *Marine Geology*, 90: 231-258.
- Prieto, A.R., Stutz, S., Ferrero, L., Espinosa, M., De Francesco, C. e Isla, F.I., 1998. Evidencias de la transgresión holocénica en la laguna Hinojales (37°34'S; 57°27'W). *Actas 5° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 2: 257-258. Mar del Plata.
- Schnack, E. and Gardenal, M., 1979. Holocene transgressive deposits, Mar Chiquita Lagoon area, Province of Buenos Aires, Argentina. *Proceedings International Symposium on coastal evolution in the Quaternary*: 419-425. Sao Paulo.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I., 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la región de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense: 229-242. Mar del Plata.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. and Isla, F.I., 1982. The evolution of Mar Chiquita Lagoon Coast, Buenos Aires Province, Argentina. *Proceedings International Symposium on sea level changes in the last 15,000 years, magnitude and causes*: 143-155. Columbia.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1964. Vuelo aerofotogramétrico. Sector costero Punta Rasa-Punta Médanos, Escala 1:50.000, Cámara Will RC8, Focal 152 mm.
- Spalletti, L.A., Matheos, S. and Poiré, D., 1987. Sedimentology of littoral ridges of Bahía Samborombón (Buenos Aires Province, Argentina). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 5: 111-132.
- Stapor, F.W., 1975. Holocene beach ridge plain development, Northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorph. N. F., Berlin-Stuttgart, Suppl. Bul.* 22: 116-144.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444-456.
- Swift, D.J.P., 1976. Coastal sedimentation. In: Stanley, D.J. and Swift, D.J.P. (Eds.): *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. John Wiley & Sons, Inc, 14: 255-310.
- Urien, C.M., 1967. Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior, Argentina. *Boletín Servicio de Hidrografía Naval*, 4 (2): 113-213.
- Urien, C.M., Martins, L.R. y Martins, J.R., 1979. Modelos deposicionales en la plataforma continental de Río Grande do sul, Uruguay y Buenos Aires. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 2: 639-658. Neuquén.
- Violante, R.A., 1992. Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 201-214. Buenos Aires.
- Violante, R.A. y Parker, G., 1999. Historia evolutiva del Río de la Plata durante el Cenozoico superior. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 504-507. Salta.
- Violante, R.A. y Parker, G., 2000. El Holoceno en las regiones marinas y costeras del noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4): 337-351. Buenos Aires.
- Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J.L. y Marcolini, S., 1992. La Secuencia Depositional del Holoceno en el «Río» de la Plata y plataforma del noreste bonaerense. *Actas 4° Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 275-282. La Plata.
- Weiler, N.E. y González, M.A., 1988. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Provincia de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 529-543. Buenos Aires.

**Recibido:** 10 de setiembre, 1999

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## Cambios rápidos en la costa de caleta Valdés, Chubut

Jorge O. CODIGNOTTO<sup>1,2</sup>, Roberto R. KOKOT<sup>1,2</sup> y Alejandro J.A. MONTI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento Ciencias Geológicas, F.C.E.yN., UBA

<sup>2</sup>CONICET, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Av. Angel Gallardo 470, (1405) Buenos Aires

<sup>3</sup>Universidad Nacional San Juan Bosco, CENPAT, Boulevard Brown S/N. Puerto Madryn

E-mail: barnes@gl.fcen.uba.ar

**RESUMEN.** La caleta Valdés está representada por un cuerpo de agua longilíneo de rumbo N-S, tiene aproximadamente 30 km de largo y 3 km de anchura máxima. Se encuentra flanqueada por una espiga de barrera que presenta un notable crecimiento hacia el sur. Este crecimiento es acelerado e importante, ya que entre 1971 y 1987, o sea en 16 años, la espiga creció 400 m, unos 25 m por año. Entre 1987 y 1996 creció 800 m, o sea 90 m por año, y entre 1996 y 1999, creció 500 m, aproximadamente 170 m por año. Este fenómeno de crecimiento acelerado, implica el transporte promedio durante los últimos tres años, de unas 1400 ton de grava por día. Se representa la tendencia en el crecimiento por una ecuación polinomial de tercer orden. A partir de ella, se obtuvo que la fecha del cierre de la caleta Valdés ocurrirá antes del año 2002, convirtiéndose a partir de ese momento en una laguna marginal. Este cambio morfológico también implica cambios drásticos en la hidrodinámica así como en las condiciones ecológicas por modificaciones en la salinidad y temperatura del agua. Se confirma la tendencia general de deriva litoral hacia el sur en el área de estudio.

**Palabras clave:** *Deriva litoral, Cambios rápidos, Patagonia, Argentina*

**ABSTRACT.** *Rapid changes in Caleta Valdés, Chubut.* Caleta Valdés is a N-S oriented elongated arm of the sea, which is approximately 30 km long and 3 km wide at its widest point. Caleta Valdés is flanked by a barrier spit with a remarkable rate of growth toward the south. This growing process is both accelerated and important inasmuch as, between 1971 and 1987 (i.e. within a 16-year time span), the spit grew by 400 m, i.e. at a rate of 25 m per annum. Between 1987 and 1996, the spit increased by a further 800 m (90-m per annum), and between 1996 and 1999, the spit has increased by 500 m more, i.e. at a rate of 170 m per annum. Such an accelerated growth phenomenon implies that an average of 1,400 tons of gravel a day have been accumulating at the end of the spit for the last three years. Representation of this growth rate by means of a third-order polynomial equation suggests that Caleta Valdés will be closed by 2002 and thus become a marginal lagoon. Such a morphological change also implies drastic changes in hydrodynamics on the one hand, and changes in ecological conditions due to modifications in both water salinity and temperature on the other. Studies in progress suggest there is a general tendency for a southerly coastal drift in this area.

**Key words:** *Littoral drift, Rapid changes, Patagonia, Argentina*

### Introducción

La caleta Valdés se encuentra situada en el extremo NE de la península homónima. Posee una disposición aproximadamente meridiana. Al norte limita con la punta Norte, y en el sur con los acantilados de la punta Cantor (Fig. 1).

Es una albufera, delimitada en el oriente por espigas de barrera orientadas en dirección norte-sur. La caleta presenta un desarrollo paralelo a la línea de costa, con una elongación aproximada de 30 kilómetros. Su anchura varía desde los 3.000 m, en el ambiente de islas desarrollado en el extremo norte de la albufera, hasta los 200 m en las proximidades de la desembocadura, donde se encuentra un canal (estrecho de mareas) que permite una restringida comunicación con el mar abierto.

La dinámica dominante en el Holoceno condicio-

no la formación de las espigas que flanquean la caleta Valdés. Esta situación ha suscitado distintas opiniones en las últimas décadas, particularmente vinculadas con los sentidos de transporte y permanencia de las corrientes de deriva litoral, responsables de las modificaciones registradas en las mencionadas geoformas.

El Proyecto 367 del *International Geological Correlation Program*, denominado «Registros Costeros de Cambios Rápidos en el Cuaternario Tardío», se encargó de documentar y explicar los cambios rápidos (eventos que ocurren en la escala de segundos a miles de años) en zonas costeras durante el Cuaternario tardío.

El presente trabajo está estrechamente vinculado con los conceptos del proyecto precitado. El concepto de «cambios rápidos», según Mörner (1996), es aplicado a aquéllos que ocurren en períodos de

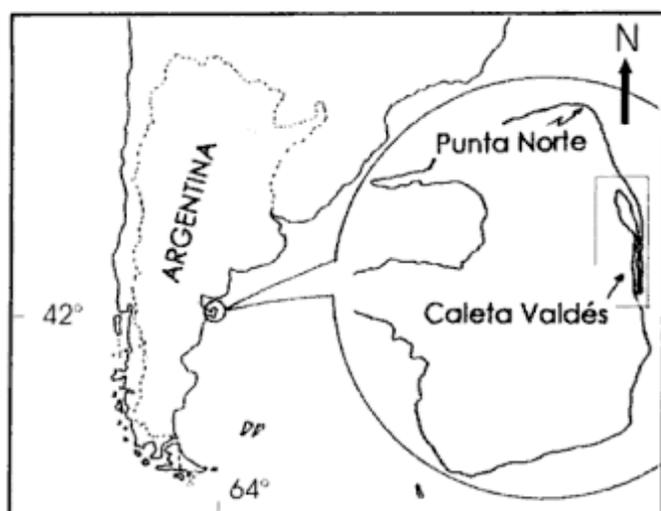


Figura 1: Mapa de ubicación.

una centuria o menos, incluyendo en ellos los cambios «instantáneos, tales como los producidos por olas de tormenta y tsunamis en el mar y por un sismo tectónico en tierra».

Por otra parte, Barousseau y Radakovitch (1996) atribuyen los cambios rápidos a las fluctuaciones en el volumen de los sedimentos aportados y a las condiciones hidrodinámicas imperantes.

También Goodfriend y Stanley (1999) mencionan cambios rápidos en la configuración costera debidos a gran aporte de sedimentos.

En numerosos lugares de la costa atlántica argentina ocurren fenómenos evolutivos naturales que implican un rápido cambio morfológico. En el ámbito internacional han sido descriptos numerosos fenómenos de este tipo. Sin embargo, en el nivel nacional, estos rasgos evolutivos son casi desconocidos.

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer los resultados de monitoreos recientes y de estudios geomorfológicos efectuados sobre los cambios morfodinámicos ocurridos en las espigas de la caleta Valdés durante los últimos 28 años. Las mediciones se hicieron en forma directa, mediante un distanciómetro y comparación de fotografías aéreas.

Se considera importante el conocimiento pleno del fenómeno que ocurre en la caleta Valdés, ya que influirá notoriamente en el manejo del turismo ecológico que se lleva a cabo en el área. Asimismo permitirá investigaciones biológicas naturalmente concatenadas con las predicciones geomorfológicas.

## Antecedentes

La génesis de la caleta Valdés fue interpretada por Rovereto (1921), quien propuso entre otros conceptos un origen tectónico por fallamiento. Posteriormente, fue estudiada por Codignotto (1983), quien

señala edades pleistocenas y holocenas para los depósitos cordoniformes aflorantes.

Fasano *et al.* (1983) aportan edades pleistocenas coincidentes con el autor anterior y mencionan una inversión de deriva en el Holoceno, la que de un sentido norte a sur, en un principio, cambió de sur a norte en la actualidad, evidenciado esto a partir del desarrollo de una espiga menor, progradante hacia el norte. Ellos señalan que los diseños de los cordones litorales regresivos holocénicos indican una deriva litoral neta de N a S durante su formación.

Codignotto y Kokot (1988) caracterizan a la caleta Valdés como una albufera enmarcada por un sistema de espigas dobles. Asimismo, prueban que la inversión de deriva sostenida por Fasano *et al.* (1983), ocurrida en algún momento del Holoceno, no se mantiene en la actualidad. Sobre la base de reconocimientos fotográficos aéreos del sector, establecen una notable progradación de la espiga norte hacia el sur, ocurrida entre los años 1971 y 1987. Señalan que la espiga norte ha progradado en los últimos 16 años unos 400 m indicando una deriva neta de norte a sur, tanto en el pasado como en la actualidad, en oposición a Fasano *et al.* (1983), que indican una inversión en la deriva litoral. Luego, Codignotto *et al.* (1993) lo reafirman en un trabajo general de la costa argentina donde expresan que a partir de estudios geomorfológicos se determinó que aproximadamente al sur del paralelo 42°S, la corriente de deriva predominante es hacia el sur, incluyendo la caleta Valdés, bahía Engaño y bahía Solano.

Codignotto *et al.* (1995) realizan nuevos vuelos de reconocimiento fotográfico y determinan un aumento en la velocidad de progradación de la espiga norte hacia el sur, expresando que el control de las geformas durante los últimos 24 años permitió detectar un pulso de crecimiento reciente que permite confirmar las tendencias evolutivas previstas, pero evidenciando una aceleración que duplica la velocidad de progradación en los últimos ocho años. También señalan que en períodos de tiempo relativamente cortos se producirán variaciones en la conformación de la costa, que conducirán a la desactivación de la caleta Valdés.

Contemporáneamente, Isla y Bujalesky (1995) afirman que la desembocadura de la caleta Valdés está formada por espigas complejas canibalizadas y que la existencia de dos espigas complejas (norte y sur) indica una inversión de la deriva. La interpretación morfológica de los citados autores (página 83) fue realizada sobre una fotografía aérea del Servicio de Hidrografía Naval obtenida en 1971. También indican una deriva actual de sur a norte sobre la base de un trabajo de Schnack *et al.* (1982). Asimismo, mencionan una deriva actual de sur a norte, expresando que el traslape de playas, progradación de ambientes mareales o el grado de vegetación de las dunas indica deriva de norte a sur, sobre la base del trabajo de Schnack *et al.* (1982). El llamado «tras-

lape de playas» fue mostrado en Codignotto y Kokot (1988), como inverso al señalado por Schnack *et al.* (1982).

Relacionado con esto último, cabe destacar que Codignotto y Kokot (1988) publicaron la misma fotografía, precisamente para documentar los cambios morfológicos ocurridos en las espigas de la caleta Valdés entre 1971 y 1987; y posteriormente integraron la misma con nuevas fotografías aéreas y controles de campo para obtener las conclusiones expuestas por Codignotto *et al.* (1995).

Monti (1997) estudió la Caleta Valdés y determinó las secuencias de los depósitos marinos pleistocenos y holocenos, determinando una deriva litoral hacia el sur.

Kokot (1999), en un trabajo de evolución costera, también señala la tendencia hacia el sur en la deriva litoral para el área de la caleta Valdés.

## Resultados

Las mediciones del crecimiento de la espiga norte se realizaron a través de la comparación de fotografías aéreas de distintos años y mediciones en el terreno efectuadas con un distanciómetro. El método de comparación de fotografías aéreas fue utilizado por numerosos autores en diversas localidades; entre ellos, Fox *et al.* (1995) determinaron velocidades de depositación y erosión en la bahía Gasé (Canadá), a partir de mapas y fotos aéreas de crestas de playa con datos desde 1765 a 1981, indicando las velocidades de crecimiento de la espiga Penouille.

Binderup (1997) estudia la evolución de una espiga en Vejro Island (Dinamarca), a partir del análisis de fotografías aéreas de 34 años, pudiendo determinar cambios en la configuración de la línea de costa.

El crecimiento de la espiga norte fue verificado

por medio de mediciones realizadas durante veintiocho años (Codignotto y Kokot 1988; Codignotto *et al.* 1995; Monti 1997; Kokot 1999). Con los datos obtenidos, y tomando como punto de partida el año 1971, se determinaron los valores de crecimiento y las velocidades correspondientes.

Los resultados obtenidos, según mediciones realizadas en distintos períodos, indican una importante aceleración que puede ser representada por una curva (Fig. 2). La misma se aproxima a una curva de tendencia polinomial de tercer orden. En la figura se observa una superposición casi total entre ambas curvas.

Para determinar el volumen de gravas transportadas a lo largo de la costa es necesario calcular la sección de la espiga norte en el sector distal. Ella se asemeja a un trapecio, cuyo techo corresponde a la anchura de la espiga, siendo aproximadamente de 100 metros. Las playas aledañas tienen una pendiente de aproximadamente 10°. Con estos datos se obtiene la anchura de la base del trapecio, 230 m aproximadamente. La altura del mismo, 12 m, surge de considerar la profundidad de la boca de entrada de la caleta, 5 m según Servicio de Hidrografía Naval (1962), y el promedio en altura de las crestas litorales, aproximadamente 7 metros sobre el nivel del mar. Con los datos anteriores, se deduce que la sección de la espiga es de aproximadamente 2.000 metros cuadrados. Ello significa que 100 m de avance de la espiga norte, equivalen al transporte de 200.000 m<sup>3</sup> de gravas (Cuadro 1). El depósito está constituido por gravas caladas con escasa matriz arenosa, con clastos de volcanitas discoidales, y ocasionalmente proladas de tamaño promedio (según eje b) de 10 centímetros. El peso específico del depósito de gravas tiene un valor promedio de 1,6 ton/m<sup>3</sup>.

A fin de visualizar los volúmenes involucrados, se realiza una analogía con el número de camiones necesarios para movilizar los volúmenes calculados, suponiendo cajas con capacidad de carga de 7 metros cúbicos.

Analizando el cuadro 1 y la figura 2, es factible estimar el año en el cual, según la tendencia registrada, la espiga crecerá los 700 m que restan para alcanzar los depósitos litorales aledaños a la punta Cantor y así cerrar la caleta Valdés.

De acuerdo a la figura 2 y con la tendencia señalada, el cierre se producirá en el año 2002, sin descartar por ello una mayor aceleración del proceso y el consecuente cierre, en fecha anterior a la calculada.

## Dinámica costera

El crecimiento de la espiga norte implica dos etapas. La primera etapa fue lenta, debido al gran volumen de gravas necesario para lograr un crecimiento subácueo. En la segunda (más rápida), se generó

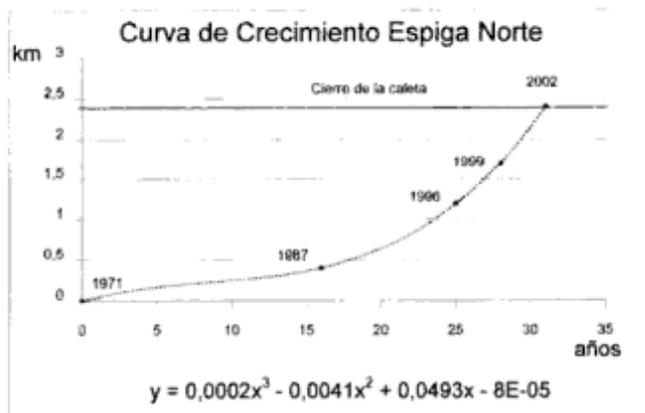


Figura 2: Curva de tendencia polinomial y curva de crecimiento de la espiga de la caleta Valdés, donde se puede apreciar la superposición casi total de ambas.

**Cuadro 1:** Cuadro comparativo entre velocidad de crecimiento de la espiga norte y volumen de sedimentos transportados.

Año	Periodo (años)	Crecimiento (km)	Velocidad (m/año)	Volumen (m <sup>3</sup> )	Peso (ton)	Velocidad (ton/día)	Camiones diarios
1971	0	0	0	0	0	0	0
1987	16	0,4	25	800.000	1.280.000	220	20
1996	9	0,8	89	1.600.000	2.560.000	780	70
1999	3	0,5	167	1.000.000	1.600.000	1.460	130

la espiga (en ámbito subaéreo), permitiendo la consolidación y crecimiento visible de la geoforma.

Esto explica la aceleración de crecimiento observada durante los últimos años y permite predecir el cierre de la boca de la caleta Valdés, aún sin considerar la existencia de los depósitos sumergidos (visibles por rompiente de olas en baja marea).

La velocidad de los cambios descritos, permite encuadrar el proceso dentro de los denominados «cambios rápidos».

Debido a que el cierre predicho de la caleta Valdés involucra cambios en el área del estrecho de mareas, se considera conveniente señalar las condiciones morfodinámicas que favorecieron la conformación de la espiga sur.

Durante el inicio del Holoceno, la punta Cantor se proyectaba varios centenares de metros hacia el mar, lo cual está evidenciado por la extensión actual de la plataforma de abrasión marina. Dicha protopunta configuraba el extremo sur de una paleobahía muy abierta, hoy rectificada por el retroceso de los acantilados de la punta Cantor y por el crecimiento del sistema de espigas de barrera (Codignotto y Kokot 1988).

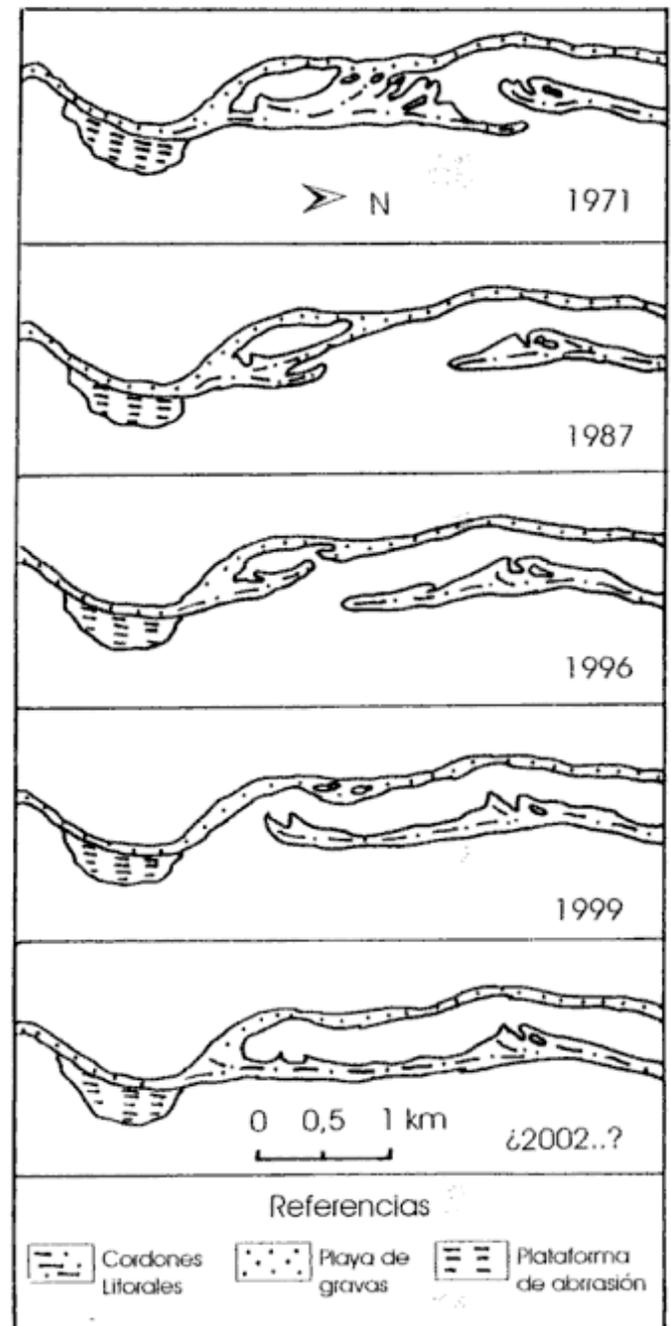
La configuración relíctica de la protopunta permite inferir un diseño asimétrico evidenciando una mayor rectitud del flanco sur, con una alineación aproximada norte-sur y un flanco norte más curvo, con una alineación aproximada oeste-este.

La coincidencia en la dirección del flanco sur con la de la corriente de deriva, imposibilitó la acumulación de material en ese sector. Como contrapartida, el ángulo conformado entre el flanco norte del cabo y la corriente de deriva, favoreció el crecimiento de una espiga de barrera hacia el norte (visible en la fotografía del Servicio de Hidrografía Naval tomada en el año 1971) (Fig. 3), aún cuando la tendencia general de la deriva litoral, como lo indica el crecimiento de la espiga norte, fue hacia el sur durante el Holoceno. Lo mencionado coincide con el modelo de evolución de cabos y bahías según Zenkovich (1967).

La espiga sur actualmente constituye un relicto de escasas dimensiones, respecto de la espiga del año 1971.

## Discusión

El proceso de destrucción de la espiga sur resulta de la combinación de la dinámica del estrecho de



**Figura 3:** Evolución de la Espiga Norte, entre 1971 y 1999. Cierre previsto no más allá del año 2002.

marea y deriva litoral dominante con sentido nort-sur.

La dinámica de los estrechos de marea pone en juego diversas variables, entre ellas, las corrientes de marea, corrientes litorales y aporte de sedimentos (Leatherman 1980).

En la región costera ubicada al sur del estado de San Pablo (Brasil), Tessler y de Mahiques (1993) indican que el crecimiento de las formas predominantes (espigas y bancos de arena) está relacionado no solamente a la deriva litoral, sino también a la interacción entre estos procesos y la dinámica interna, condicionada fuertemente por la acción de mareas. Esta intensa interacción toma lugar especialmente en las proximidades de la boca de la albufera.

En la desembocadura de la caleta Valdés, el gran aporte de sedimentos desde el norte obliga a la migración del estrecho de mareas hacia el sur. Debido a las importantes corrientes de flujo y reflujo de mareas en la boca (Servicio de Hidrografía Naval 1962), la migración de la boca de la caleta ocurre a costa de la erosión de la espiga sur. De no ser así, se produciría cierre de la caleta durante el crecimiento de la espiga, sin erosionar la espiga sur.

La anterior existencia de una espiga que creció hacia el norte, indica que hubo una célula de circulación local por refracción de olas sobre la punta Cerro (en erosión), que dio origen a una deriva en igual sentido.

Si se destruye la espiga sur, es porque la deriva hacia el sur hizo que la espiga norte migrara notoriamente y con ella también migró y se concentró en igual dirección el flujo y reflujo de marea ubicado en la boca, confirmando la deriva litoral hacia el sur. La espiga norte crece y se aproxima a la espiga sur; ello hace que el estrecho de marea sea cada vez más angosto. Esto provoca la aceleración del flujo y reflujo de marea, con la consecuente erosión del extremo de la espiga sur.

El aumento de velocidad en el crecimiento de la espiga norte, no es el resultado de un aumento de la velocidad de la corriente de deriva litoral, sino de un balance de energía entre corriente de deriva y corrientes de flujo/reflujo de mareas. En consecuencia, dicha aceleración tiene su causa en la disminución progresiva del volumen que resta colmatar.

El cierre de la caleta Valdés, impedirá el acceso de fauna, como peces y cetáceos. El ingreso de agua va a ser restringido y se producirá sólo por filtración a través de los rodados de la espiga. Al cambiar las condiciones en la dinámica litoral del interior de la caleta, se acelerará el crecimiento de las espigas cuspidadas (Codignotto y Kokot 1988). Esto conducirá indefectiblemente a la segmentación de la laguna, constituyendo grupos de lagunas litorales menores. Asimismo ocurrirán cambios en las condiciones ecológicas por variación en los parámetros

físicos y químicos del agua y por cambios en la sedimentación.

## Conclusiones

El proceso de avance confirmado de la espiga norte, hacia el sur, en los últimos 28 años, involucró la movilización de más de 5.000.000 ton de gravas, ratificando la tendencia general hacia el sur de la deriva litoral.

El cierre previsto de la caleta Valdés calculado como máximo para el año 2002, convertirá la albufera en una laguna litoral, con los consecuentes cambios ecológicos por modificaciones en la salinidad del agua, temperatura y también en la hidrodinámica.

## Agradecimientos

El presente trabajo fue parcialmente subvencionado por el subsidio UBACYT TW-96.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barousseau, J.P. and Radakovitch, O., 1996. Geological record of littoral sedimentary processes at short time scales. *Journal of Coastal Research*, 12(4): 801-810.
- Binderup, M., 1997. Recent changes of the coastline and nearshore zone. Vejro Island, Denmark: possible consequences for future development. *Journal of Coastal Research*, 13(2): 417-420.
- Codignotto, J.O., 1983. Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguino-patagónica. *Actas Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el Último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina (IGCP): 12-26*. Mar del Plata.
- Codignotto, J.O. y Kokot, R.R., 1988. Evolución geomorfológica holocena en Caleta Valdés. Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 474-481. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1993. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (2): 125-132. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Monti, A.J.A., 1995. Formas de acreción aceleradas. Caleta Valdés, Chubut. *Actas 6º Congreso Latinoamericano de Ciencias del Mar: 53*. Mar del Plata.
- Fasano, J.L., Isla, F.T. y Schnack, E.J., 1983. Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)-Caleta Valdés (Chubut). *Actas Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el Último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina (IGCP): 27-47*. Mar del Plata.
- Fox, W.T., Haney, R.L. and Allen Curran, H., 1995. Penouille Spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Quebec, Canadá. *Journal of Coastal Research*, 11(2): 478-493.
- Goodfriend, G.A. and Stanley, D.J., 1999. Rapid strand-plain accretion in the Northeastern Nile Delta in the 9th Century A.D. and the Demise of the Port of Pelusium. *Geology*, 27(2): 147-150.
- Isla, F.I. y Bujalesky, G.G., 1995. Tendencias evolutivas y disponi-

- bilidad de sedimentos en la interpretación de formas costeras. Casos de estudio de la costa argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 2 (1-2): 75-89.
- Kokot, R.R., 1999. Cambio climático y evolución costera en Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 254 p. (Inédito).
- Leatherman, S.P., 1980. *Barrier Island Handbook*. National Park Service, Cooperative Research Unit. The Environmental Institute. University of Massachusetts at Amherst, 101 p.
- Monti, A.J.A. 1997. Morfodinámica y ciclicidad de acreción en el Holoceno costero. Chubut, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 160 p. (Inédito).
- Mörner, N.-A., 1996. Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research*, 12(4): 797-800.
- Rovereto, G., 1921. Studi di Geomorfologia Argentina. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*, 40 (5): 1-47.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. and Isla, F.I., 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. In: Colquhoun, D. J. (Ed.): *Holocene Sea-level Fluctuations: Magnitudes and causes*. IGCP 61, p. 143-155. University of South Carolina, Columbia.
- Servicio de Hidrografía Naval, 1962. *Derrotero Argentino, Parte II. Costa del Atlántico*. Publicación H202. 435p.
- Tessler, M.G. and de Mahiques, M.M., 1993. Utilization of coastal geomorphic features as indicators of longshore transport: Examples of the southern coastal region of the State of Sao Paulo, Brasil. *Journal of Coastal Research*, 9(3): 823-830.
- Zenkovich, V.P., 1967. *Processes of Coastal Development*. Oliver & Boyd, 783 p., Edinburgh and London.

**Recibido:** 28 de octubre, 1999

**Aceptado:** 31 de octubre, 2000

## Ambientes glacifluviales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego, Argentina

Gustavo G. BUJALESKY<sup>1</sup>, Andrea M. CORONATO<sup>1</sup> y Federico I. ISLA<sup>2</sup>

<sup>1</sup>CONICET, Centro Austral de Investigaciones Científicas, Av. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.  
E-mail: buja@satlink.com; acoronato@arnet.com.ar

<sup>2</sup>CONICET-Universidad Nacional de Mar del Plata, Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, c.c. 722, 7600 Mar del Plata. E-mail: fisla@mdp.edu.ar

**RESUMEN.** La cuenca del río Chico (región septentrional de Tierra del Fuego, 53°30'S-68°00'O) estuvo sometida a procesos vinculados a las glaciaciones y transgresiones ocurridas durante el Cuaternario. Si bien la cuenca ha estado libre de hielo desde hace 1,4 Ma A.P., en ella se han generado abanicos aluviales de grava. Estas formas fueron erosionadas durante los estadios interglaciales marinos y sus sedimentos fueron retrabajados por los procesos litorales que dieron origen a planicies de cordones litorales de grava. La posición interlobular de la cuenca durante las glaciaciones más modernas contribuyó a la preservación de las formas glaciales, que fueron afectadas sólo por procesos glacifluviales locales y erosión litoral hacia su flanco oriental. En el área se reconocieron las playas del Pleistoceno medio más australes de Sudamérica. Éstas probablemente se correspondan con el estadio isotópico <sup>18</sup>O 11 (Formación Laguna Arcillosa, 29 m de altitud referida al modelo del geoide EGM96) y con los estadios 7 o 9 (Formación Las Vueltas, 25 de altitud). Por otra parte, se corroboró por medio de análisis de Series de Uranio, la correspondencia de la Formación La Sara (14 m de altitud) con el estadio isotópico <sup>18</sup>O 5. Pero permanece aún la duda de si el depósito datado se corresponde al subestadio 5c (85 ka A.P.) o al subestadio 5e (120 ka A.P.). Durante el Holoceno, barreras de grava obturaron los estuarios interiores de la paleobahía del río Chico, aproximadamente hacia los 5000 años A.P. La playa fósil que cerró el estuario de la laguna de las Vueltas sugiere un descenso relativo del nivel del mar de 214 mm cada 1.000 años, pero una porción de este gradiente podría explicarse por la dinámica de olas (un mayor apilamiento debido a efectos de tormenta). El crecimiento de la planicie de cordones litorales de grava del río Chico tuvo lugar ante condiciones de un limitado aporte de sedimentos. La progresiva elongación fue sostenida por erosión y reciclado de sedimentos en el flanco marino (canibalismo), resultando en un retroceso costero significativo.

**Palabras clave:** Depósitos glacifluviales, Depósitos litorales, Cuaternario, Tierra del Fuego

**ABSTRACT.** Quaternary glacial and littoral environments of the Río Chico region, Tierra del Fuego, Argentina. The Río Chico basin (northern Tierra del Fuego, 53°30'S, 68°00'W) was affected by processes related to Quaternary glaciations and transgressions. Even though this was an ice-free area for the last 1,4 Ma, melt-water streams generated gravel alluvial fans across it. During marine interglacial stages, these sediments were re-worked by littoral processes forming gravel beach-ridge plains. The interlobe position of the area during the most recent glaciations contributed to the preservation of the glaciofluvial forms; they were affected only by minor and local glaciofluvial processes and littoral erosion along their eastern flank. The most southerly Middle Pleistocene beaches of South America were recognised in the area. They would probably correspond to <sup>18</sup>O isotope stage 11 (Laguna Arcillosa Formation, altitude of 29 m referred to geoid model EGM96) and to stages 7 or 9 (Las Vueltas Formation, altitude of 25 m). Moreover, Uranium Series analysis was used to corroborate the correspondence of La Sara Formation (altitude of 14 m) with the <sup>18</sup>O isotope stage 5 by means of. But there remains the doubt whether the dated deposit corresponds to substage 5c (85 ka B.P.) or to substage 5e (120 ka B.P.). During the Holocene, gravel barriers sealed off the inner estuaries of the Río Chico palaeoembayment approximately 5000 years B.P. The fossil beach that closed Laguna de las Vueltas estuary suggests a relative sea level fall of 214 mm each 1000 years, but a portion of this gradient could be explained by wave dynamics producing a higher build up rate during storms. The growth of the Río Chico gravel beach-ridge plain took place under limited sediment supply. The progressive elongation was sustained by erosion and sediment recycling at the seaward flank (cannibalism), resulting in a significant landward retreat.

**Key words:** Glacial deposits, Littoral deposits, Quaternary, Tierra del Fuego

### Introducción

La cuenca del río Chico está situada en la región septentrional de la Isla Grande de Tierra del Fuego, entre el cabo San Sebastián (53°20'S-68°08'O) y el cabo Domingo (53°41'S-67°50'O; Fig. 1). Esta región estuvo sometida a procesos vinculados a las glaciaciones y transgresiones ocurridas durante el

Cuaternario. La cuenca ocupa un área relativamente más elevada que las cuencas adyacentes (bahía San Sebastián al norte y Río Grande al sur) y ha estado libre de hielo durante las cuatro últimas glaciaciones, desde hace 1 Ma A.P. (Porter 1989; Meglioli 1992). Por esta razón, se han preservado en ella relictos de depósitos vinculados a procesos glaciogénicos y transgresivos de distintas edades.

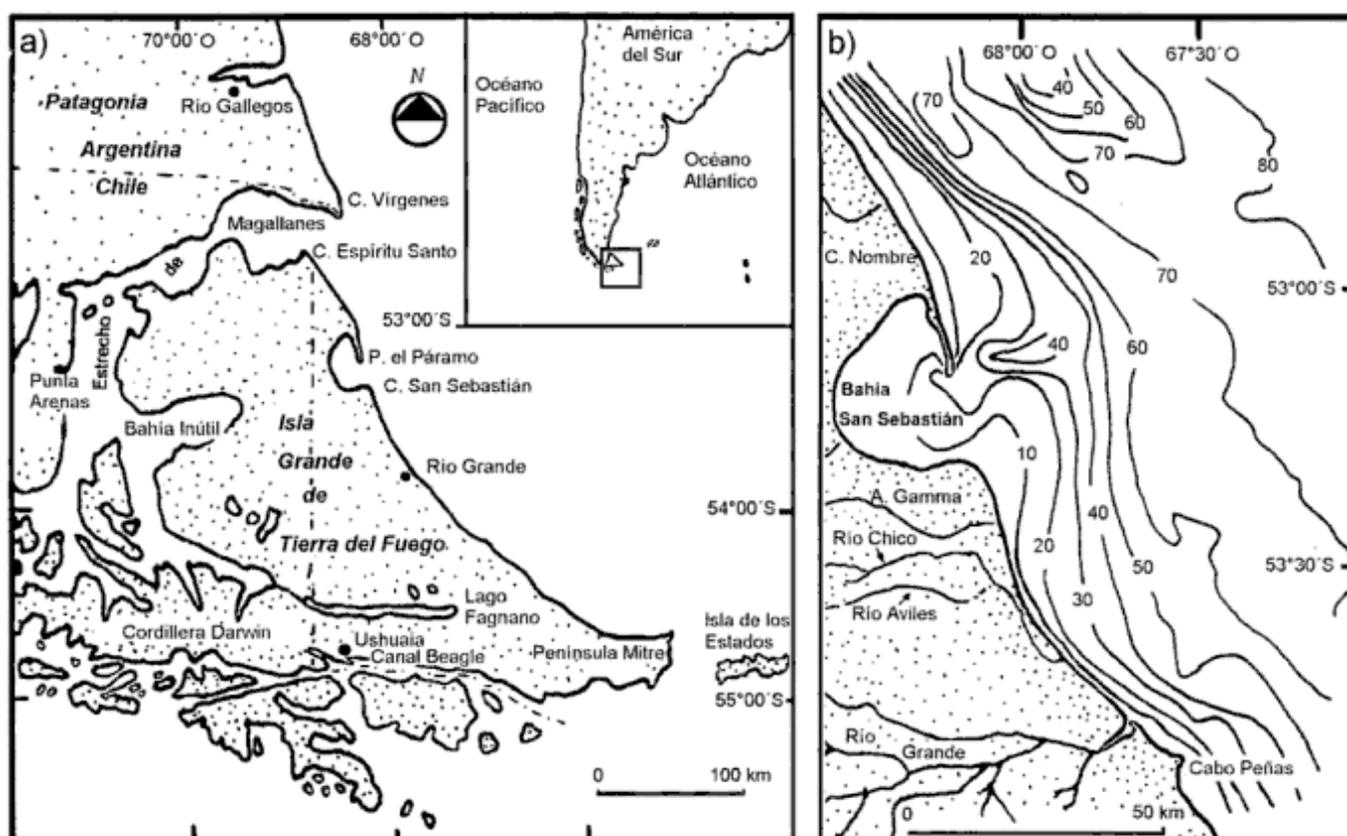


Figura 1: a, Ubicación geográfica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. b, Ubicación del área de estudio; profundidades en metros referidas al nivel de bajamareas de sigias.

Esta región presenta un régimen macromareal con una amplitud máxima de mareas de 9 m y está expuesta a olas del Atlántico de alta energía. Los depósitos litorales actuales y fósiles, tanto del Holoceno como del Pleistoceno, están conformados por grava y arena gruesa, cuya principal fuente de aporte fueron los depósitos glaciogénicos.

Los objetivos de este trabajo son: a) el análisis de la distribución espacial, la cronoestratigrafía de los depósitos glaciocfluviales pleistocénicos y su contribución de detritos para la formación de las playas; b) la evaluación de la incidencia relativa del nivel del mar y la disponibilidad de sedimentos en las tendencias depositacionales y erosivas de la costa; c) la elaboración de un modelo sedimentario evolutivo durante el Pleistoceno superior-Holoceno.

### Transgresiones precuaternarias

Las diferentes unidades pleistocenas apoyan sobre sedimentos terciarios de distinta edad y ambientes de sedimentación. Diversas formaciones terciarias han sido mencionadas para el norte y centro de Tierra del Fuego (Doello Jurado 1922; DeFerrariis 1938; Codignotto y Malumián 1981; Buatois y

Camacho 1993; Olivero *et al.* 1999). De Ferrariis (Fossa Mancini *et al.* 1938) enumeró 7 formaciones diferentes: Estratos del Río Claro, Estratos del Río de la Turba, Estratos de la Pilarica, Estratos del Cabo Peña, Estratos del Cabo Domingo, Estratos del Cerro Águila y Estratos del Castillo. Actualmente los diferentes y saltuarios afloramientos están siendo reinterpretados (ver Olivero *et al.* 1999) aunque podemos sintetizar 3 ciclos sedimentarios:

a) La transgresión paleocena provino del oeste (Formación Río Claro de Buatois y Camacho 1993) y culminó en el Eoceno (Formación La Despedida, Doello Jurado 1922).

b) La segunda transgresión terciaria provino del nordeste y originalmente había sido denominada como Estratos del Cabo Inés (Oligoceno). Actualmente aflora en la costa norte y centro como Formación Cabo Peña (Eoceno cuspidal - Oligoceno inferior según Olivero *et al.* 1999).

c) La tercera transgresión habría afectado sólo el norte de la Isla Grande y se inició con el Conglomerado Cerro Águila, sobre el que posteriormente se depositaron los sedimentos deltaicos marinos de las formaciones Carmen Silva y Castillo (Codignotto y Malumián 1981).

Existiría una cuarta transgresión marina de escasa duración y extensión (Arenisca Punta Basílica y For-

mación Cullen) correlacionable con la Formación Filaret (Chile) que fue asignada al Mioceno superior-Plioceno inferior (Codignotto y Malumián 1981; Olivero *et al.* 1999). Estas transgresiones afloran al norte del Estrecho de Magallanes, en la misma cuenca en el sector de Santa Cruz (Russo *et al.* 1980; Codignotto y Malumián 1981).

## Pleistoceno

### Glaciaciones

Las glaciaciones cuaternarias en Tierra del Fuego han sido estudiadas por numerosos autores (Nordenskjöld 1898; Bonarelli 1917; Caldenius 1932; Feruglio 1950; Auer 1956; Codignotto y Malumián 1981; Rabassa *et al.* 1988, 1989, 1990, 1992, 1996; Rabassa y Clapperton 1990; Porter 1989; Meglioli *et al.* 1990a, b; Meglioli 1992; Coronato 1990, 1993, 1995 a, b; Coronato *et al.* 1999a; Clapperton 1993; Clapperton *et al.* 1995; Mc Culloch y Bentley 1998) planteándose en algunos de ellos, la controversia de un englazamiento total o parcial de la Isla Grande de Tierra del Fuego. El englazamiento se produjo en reiteradas oportunidades por glaciares provenientes del manto de hielo de montaña instalado en la Cordillera Darwin (2000 m s.n.m., 55°S-69°O) y áreas adyacentes (Fig. 2). Los glaciares fluyeron siguiendo valles o depresiones preexistentes: Estrecho de Magallanes, bahía Inútil-bahía San Sebastián, lago Fagnano, canal Beagle, alcanzando en algunos casos la plataforma atlántica.

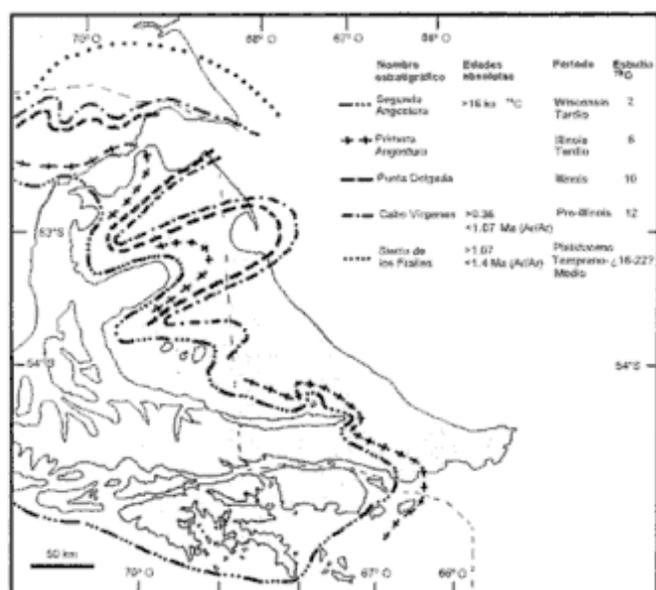


Figura 2: Límites y cronología de las glaciaciones cuaternarias en Tierra del Fuego (Caldenius 1932; Rabassa *et al.* 1988; Meglioli 1992; Coronato *et al.* 1999b).

No se han observado evidencias de *till* en la región del río Chico y río Avilés, aunque sí sobre las rocas terciarias de la margen norte del río Chico. No obstante, el relieve de terrazas de grava corresponde a un ambiente glacifluvial marginal al cuerpo de hielo que fluía por la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián.

De acuerdo con el esquema de englazamiento regional propuesto por Meglioli (1992), el norte de Tierra del Fuego fue englazado al menos en seis oportunidades, tanto por la margen sur del glaciar del Estrecho de Magallanes y el glaciar de bahía Inútil-San Sebastián como por glaciares menores que afectaron la zona de los lagos Blanco, Lynch y otros menores (54°S / 69° O, Fig.).

Las evidencias de la glaciación más antigua (Drift Río Grande, de edad pliocena tardía, 2,05 y 1,86 Ma K/Ar), son bloques erráticos dispersos y *till* meteorizado ubicados en la cuenca inferior del río Grande, y encontrados recientemente más al norte, en cercanías a laguna O'Connor. Coronato *et al.* (1999) sugieren que este *drift* podría haber cubierto toda el área, habiendo sido erosionado posteriormente por las corrientes glacifluviales que fluyeron en la zona durante las glaciaciones más jóvenes, provenientes de frentes de hielo ubicados al oeste, suroeste y sur.

La Glaciación Pampa de Beta (Drift Sierra de los Frailes, Pleistoceno temprano, 1,1-1,0 Ma) habría alcanzado la margen norte del río Chico, en estancia Sara, y las nacientes de los afluentes del río Grande, en territorio chileno, depositando el *till* que actualmente se presenta muy meteorizado y disperso.

Las glaciaciones Río Cullen (Drift Cabo Vírgenes, Pleistoceno temprano-medio, >0,36 - <1,07 Ma) y San Sebastián (Drift Punta Delgada, Pleistoceno medio) formaron alineaciones morénicas muy bien definidas en ambas márgenes de la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián, depositadas en cotas 400 y 300 m, respectivamente y con una posición frontal a 40 y 25 km de la línea de costa, respectivamente, sobre la plataforma atlántica (Isla y Schnack 1991).

Las dos glaciaciones posteriores no cubrieron la totalidad de la depresión, quedando restringidas a las laderas bajas y fondo de valle. La Glaciación Lagunas Secas (Drift Primera Angostura, Pleistoceno medio-superior) depositó sus morenas frontales a una cota de 110 m s.n.m. actual en el interior del pasaje entre las dos bahías, mientras que la Glaciación Bahía Inútil (Drift Segunda Angostura, Pleistoceno superior, >16 y <47 ka, según Meglioli 1992) formó arcos morénicos frontales en la cabecera de la bahía a cota 100 metros.

La localización de los arcos morénicos frontales en posiciones interiores unos a otros y la progresiva disminución de cotas que presentan las morenas laterales indican que las glaciaciones han sido progresivamente menos potentes cuanto más modernas. No obstante, las áreas con englazamiento más antiguo

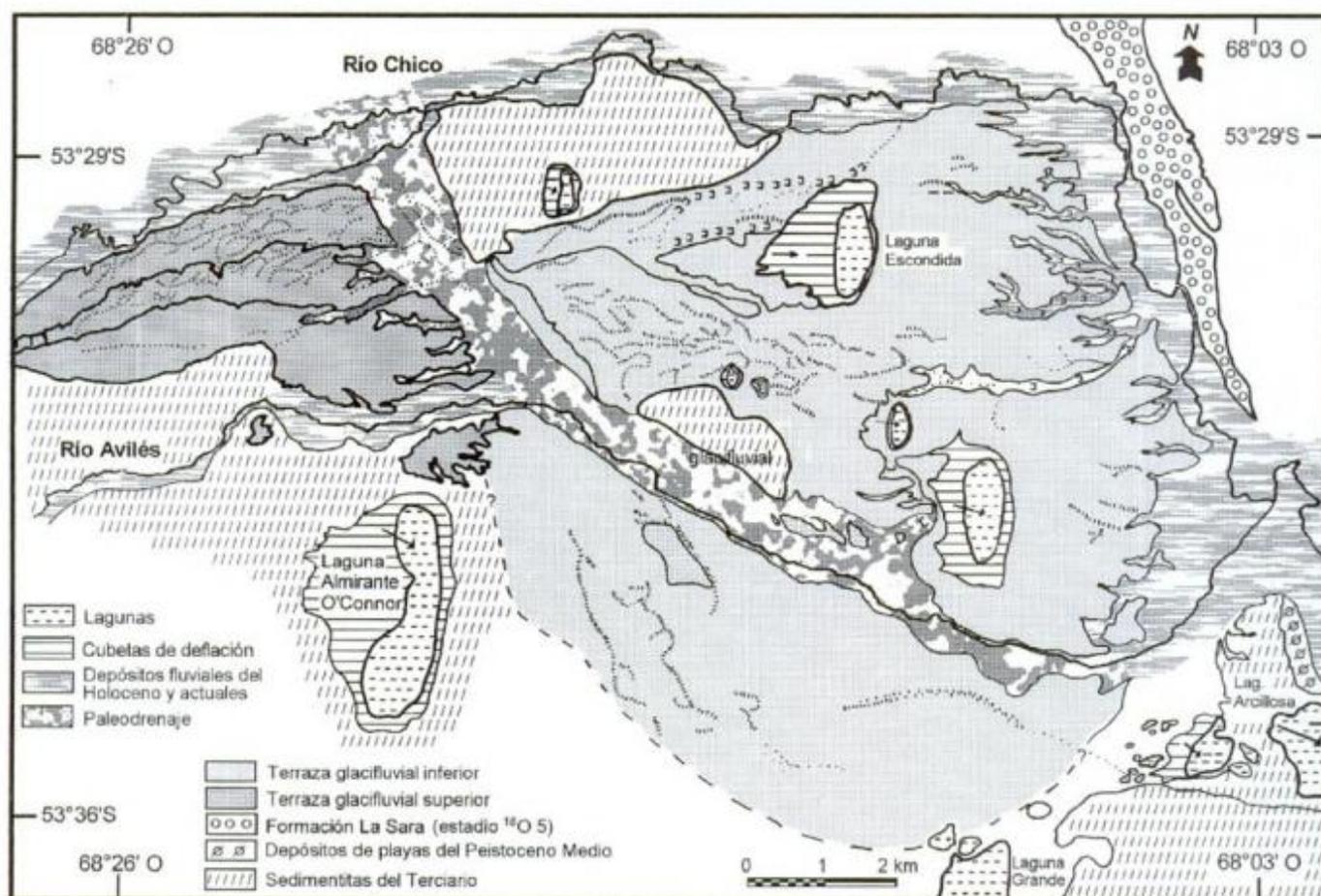


Figura 3: Geomorfología de los depósitos glacifluviales del área del río Chico.

han sido sometidas al empeoramiento climático que englazó las cercanías durante las glaciaciones más modernas, y por lo tanto, han sido afectadas por procesos de modelado de génesis periglacial, glacifluvial y/o glacilacustre y eólico.

#### Ambientes glacifluviales

Entre la margen sur del río Chico y las lagunas La Arcillosa, De la Suerte y O'Connor (53°29'S-53°36'S; 68°03'-68°26'O), en el centro de Tierra del Fuego, se presentan terrazas extensas de grava y de suave pendiente (Fig. 3). A partir de la observación de imágenes satelitales, éstas se pueden interpretar como geformas cónicas, desarrolladas de oeste a este, con ápice en las sierras de Carmen Sylva, en las nacientes del río Chico, a partir de la confluencia de los arroyos Cochimba y Augusto.

En algunos sectores, las terrazas se adosan a afloramientos de rocas sedimentarias, los cuales sobresalen como colinas más elevadas que el relieve general de la zona. Sobreimpuestos a las geformas se observan paleocauces colonizados por vegetación y

cubetas de deflación ocupadas por lagunas temporarias. La porción distal de las terrazas presenta una fuerte disección por carcavamiento y erosión fluvial retrocedente; el frente muestra una escarpa de 5 m de desnivel con respecto al fondo del valle del río Chico en su confluencia con el río Avilés.

Según el desarrollo areal, valor de pendiente y cota, estas geformas se pueden diferenciar en terraza inferior y terraza superior, probablemente de distinta edad absoluta.

*Terraza inferior (10-50 m s.n.m.).* Se desarrolla con forma cónica en el sector oriental y meridional, adosada a relieves terciarios, con una pendiente de 0,2%. Está disectada por un valle de fondo amplio, con paleocauces, por parte del cual fluye el curso inferior del río Avilés. Este valle continúa hacia el noroeste como un valle fluvial abandonado, conteniendo la margen sur del río Chico. Hacia el sur, la terraza se muestra con un límite impreciso hasta adosarse al sustrato terciario que domina el área de las lagunas meridionales. Sobre esta porción de la terraza también se observan paleocauces, algunos interconectados, con dirección predominantemente noroeste-sudoeste. Esta porción de la terraza inferior

no supera la cota de 30 m y no presenta frente escarpado, a diferencia de la porción ubicada al norte del río Avilés.

A diferencia de la terraza superior, sobre ésta se han formado cubetas de deflación de desarrollo longitudinal en cuyos bordes orientales se han generado terrazas de acumulación de sedimentos eólicos, en coincidencia con la dirección de los vientos predominantes. Las terrazas que forman los márgenes orientales presentan una cota superior a la de los márgenes occidentales. Estas cubetas forman lagunas temporarias, activas en épocas de lluvias o deshielo (Fig. 3).

Las terrazas se componen de rodados, de tamaño medio a fino, subyacentes a arenas eólicas de 50 cm de espesor, aproximadamente. Los depósitos que conforman el sector distal, entre cota 20-30 m se observaron en una cantera de 5 m de profundidad, abierta en el margen del camino. Sin haber sido reconocido el contacto con la roca de base y de arriba hacia abajo, se distinguen:

0-0,60 m: Arena mediana a fina, oscura con grava fina, de origen eólico;

0,60-0,90 m: Grava mediana a fina en matriz arenosa;

0,90-1,10 m: Grava mediana a fina en arenas con estratificación diagonal;

1,10-1,40 m: Grava mediana a gruesa con pátina de barniz y estratos de arena media de 30 cm de espesor;

1,40-1,90 m: Grava fina;

1,90-2,10 m: Coluvio de derrumbe por acción antrópica.

*Terraza superior (50-100 m s.n.m.).* Se desarrolla en el sector noroccidental, con menor extensión areal que la terraza baja, entre los ríos Chico y Avilés. Un remanente erosivo por disección fluvial se ubica en el margen sur del río Avilés (Fig. 3). La terraza superior tiene una pendiente de 0,4%. En sus bordes este y sur muestra fuerte disección por carcavamiento y erosión retrocedente. Hacia el norte tiene aterramiento en dos niveles, de 80 y 70 m s.n.m. respectivamente, sobre los que se observan paleocauces integrados en una red de drenaje conectada con el valle antiguo que disecta a la terraza inferior. El sistema de aterramiento presenta un tercer ni-

vel a cota 60 m, sobre el cual se producen los procesos fluviales actuales y más recientes. En el frente oriental, la terraza exhibe una escarpa erosiva, de 10 m de desnivel con respecto al fondo del paleocanal, sobre la cual se han desarrollado procesos de formación de laderas cubriéndose el material componente de la terraza.

Sobre la margen norte del río Avilés se ha abierto una cantera de 8,5 m en la que se observan los sedimentos componentes de esta geoforma, de arriba hacia abajo y sin contacto con la roca de base:

0-0,20 m: Suelo oscuro con grava fina;

0,20-0,86 m: Grava mediana a gruesa, redondeada, en matriz arenosa;

0,86-1,86 m: Arena gruesa interestratificada en capas delgadas de grava fina;

1,86-3,50 m: Grava mediana a gruesa, redondeada a subangulosa, en matriz areno-limosa con grava fina, con estratificación;

3,50-4,23 m: Arena gruesa con grava fina estratificada;

4,23-4,85 m: Grava gruesa, en matriz arenosa;

4,85-8,30 m: Coluvio generado por acción antrópica. No se observa el contacto con la roca de base.

#### Ambientes litorales

En el área se han reconocido dos niveles de playas fósiles más antiguas que la Formación La Sara (Codignotto 1969) a cotas de 29 y 25 m (referidas al modelo del geoide EGM96). A partir del análisis de series de uranio de valvas de moluscos, contenido faunístico, altitud y sedimentología se han definido la Formación Laguna Arcillosa y la Formación Las Vueltas, las que corresponderían a distintos episodios interglaciales del Pleistoceno medio (Fig. 4).

*Formación Laguna Arcillosa:* Entre la confluencia de los ríos Chico y Avilés y la laguna Arcillosa se desarrolla una terraza de 2,5 km de largo, constituida en su núcleo por rocas sedimentarias del Terciario. Hacia el extremo meridional de esta terraza y en el corte de un camino petrolero, se observa una playa fósil sobre areniscas finas y limolitas del Terciario (grises en superficies frescas y pardo rojizas

**Cuadro 1:** Ubicación planialtimétrica y cronológica de los depósitos litorales estudiados. Las coordenadas corresponden al sistema POSGAR 94 y las diferencias Elipsoide-Geoide se calcularon utilizando el modelo de geoide EGM96. El posicionamiento satelital fue realizado por José L. Hormaechea (Estación Astronómica Río Grande).

Denominación y referencia a la figura	Latitud (S)	Longitud (O)	Altura Elipsoidal m	Altura Geoidal m	Desnivel (m) respecto a la bermas de tormenta actual	Edad	Estadio <sup>14</sup> O/ <sup>10</sup> O
Bermas de tormenta actual (1)	53°35'55,0808"	67°58'29,2436"	18,34	5,70	0,00	Actual	
Playa Holocena (2)	53°35'19,4511"	68°1'27,6405"	19,65	7,02	1,31	4620 ± 70 <sup>14</sup> C años (LP-1011)	1
Formación La Sara (3)	53°30'12,1895"	68°5'45,8349"	29,96	14,33	8,63	82 ± 2,5 U ka (C6472-U631)	5
Formación Las Vueltas (4)	53°34'18,5482"	68°2'59,1564"	37,68	25,04	19,33	<300 U ka? (C6473-U632R)	¿7-9?
Formación Laguna Arcillosa (5)	53°34'26,2468"	68°2'36,5658"	42,06	29,42	23,72	>400 U ka <600 U ka? (C6334-U622)	¿11?

**Cuadro 2:** Análisis de series de Uranio de valvas de los depósitos litorales del Pleistoceno (*Quaternary Dating Research Unit*, Pretoria, Sudáfrica).

	Formación Laguna Arcillosa	Formación Las Vueltas	Formación La Sara
Nº de muestra	C 6334	C 6473	C 6472
Nº de análisis	U 622	U 632R	U 631
Peso de la muestra (g)	40,0	28,3	28,7
% disuelto	99,7%	99,6%	99,7%
Concentración (ppm)			
Uranio	0,503±0,010	0,164±0,004	0,602±0,011
Thorio	0,021±0,002	0,075±0,003	0,017±0,001
Actividad (dpm/g)			
<sup>238</sup> U	0,390±0,008	0,121±0,003	0,445±0,008
<sup>235</sup> U	1,032±0,019	0,432±0,008	0,660±0,011
<sup>232</sup> Th	0,005±0,000	0,018±0,001	0,004±0,000
<sup>230</sup> Th	1,357±0,021	0,758±0,010	0,362±0,004
Tasas de Actividad			
<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	1,314±0,031	1,755±0,040	0,549±0,012
<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	2,646±0,036	3,559±0,086	1,484±0,022
<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	261±22,59	41,3±1,76	87,8±6,29

en superficies expuestas). Desde la base hasta la cresta esta conformada por: 40 cm de fango verdoso, 35 cm de arena coquinoide con clastos dispersos de 2 a 10 cm de diámetro y valvas de moluscos (*Eurhomalea exalbida* –especie de mayor abundancia relativa y en buen estado de conservación-, *Mytilus edulis chilensis*, *Trophon geversianus*, *Adelomelon ancilla*, *Mulinia edulis*; Galasso 1999). Toda estas especies se encuentran citadas para la playa atlántica actual de la Patagonia. Por encima y con un espesor de 25 cm, se encuentra una playa de grava mediana a sábulo, con un tamaño máximo de los clastos de 6 centímetros. Sobre esta secuencia se desarrolla un depósito eólico de unos 40 cm de espesor. La cota referida al modelo de geoide EGM96 es de 29,428 m, siendo el desnivel respecto a la berma de tormenta actual de 23,721 m (Cuadro 1).

**Edad:** Se realizó un análisis de series de uranio sobre una muestra de esta unidad con el objetivo de su fechada (Cuadro 2). La relación  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  de 2,646 indica que al menos parte del uranio es de origen terrestre. Bajo el supuesto de que la muestra hubiese permanecido en un sistema cerrado la relación  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  igual a 1,314 indicaría una edad mayor que 400 ka; mientras que la relación  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  igual a 2,646 sugeriría una edad menor que 600 ka. Este método de datación da la edad del uranio en las valvas y si las valvas se exponen a meteorización están sujetas a la absorción de uranio secundario posteriormente a la depositación. Por esta razón, esta metodología tiende a producir edades aparentes menores que la edad real de la valva, resultando confiables sólo las dataciones que se realicen sobre muestras que hayan permanecido en un sistema cerrado. Los resultados obtenidos y la apariencia meteorizada de las valvas de esta unidad indicarían que han estado sujetas a procesos de adición y removilización de uranio (Morris *com. pers.*). El intervalo de tiempo

consignado es amplio e incluiría los estadios isotópicos  $^{18}\text{O}$  11 a 15 (Shackleton 1995). La edad de la formación debe considerarse como una estimación aproximada, pudiendo corresponder más probablemente al estadio 11, el episodio que presenta el ciclo de mayor amplitud entre los mencionados, y al interglacial Aftoniano del esquema estratigráfico clásico (Cook 1945; Bilal y Van Eysinga 1987).

**Formación Las Vueltas:** El flanco oriental de esta terraza está conformado por depósitos litorales. En su mayor parte, estos depósitos están constituidos por grava mediana a gruesa, con restos muy fragmentados de valvas de *Eurhomalea exalbida*. No se ha observado la base de esta unidad y su cota máxima referida al geoide es de 25,045 m, 4,383 m por debajo de la cresta de la Formación Laguna Arcillosa (Cuadro 1).

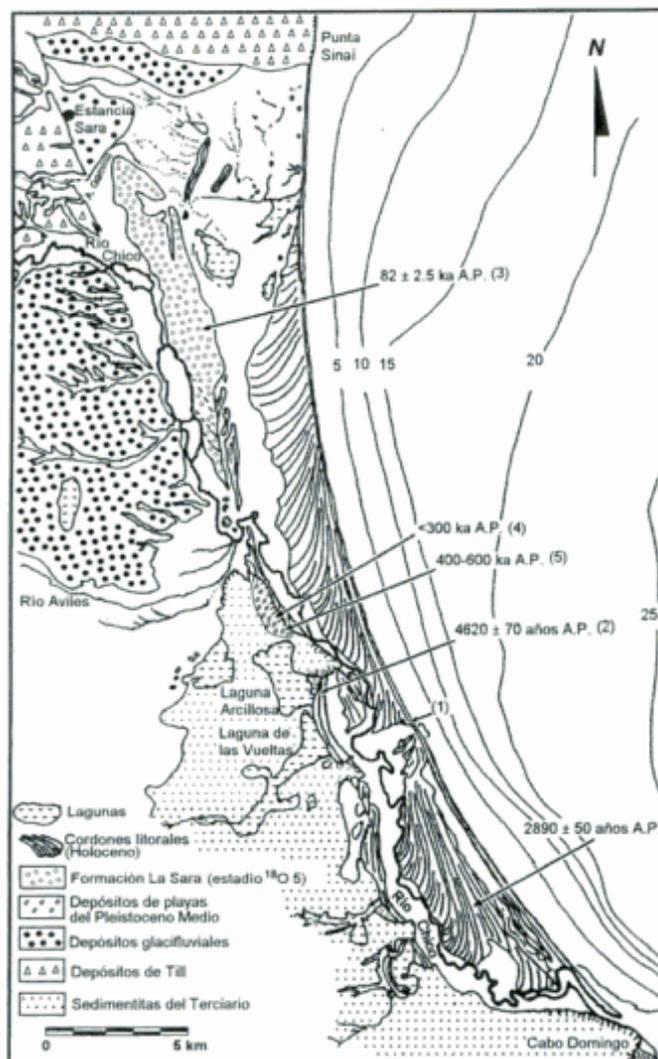
**Edad:** La relación  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  igual a 1,755 (Cuadro 2) indica que la muestra obtenida de esta unidad no proviene de un sistema cerrado y que el uranio debe haber sido lixiviado de las valvas en tiempos relativamente recientes (Holoceno). La relación  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  igual a 3,559 sugiere que el uranio probablemente no sea mayor a 300 ka (Morris *com. pers.*). Si bien la datación resulta poco confiable dadas las características de la muestra, los resultados obtenidos combinados con la posición altimétrica de la formación respecto a la Formación Arcillosa permitirían asignarle una correspondencia al estadio isotópico  $^{18}\text{O}$  7 o al 9 (Shackleton 1995) y podría correlacionarse al interglacial Yarmouthiano del esquema estratigráfico clásico (Cook 1945; Bilal y Van Eysinga 1987).

**Formación La Sara** (Codignotto 1969): En la sección septentrional de esta región, en las proximidades del casco de la estancia Sara, se desarrolla un depósito elongado de unos 14 km de largo por 2 km de ancho, con dirección NO-SE, constituido por playas de grava del Pleistoceno, con restos de valvas muy fragmentadas. Tiene una altura geoidal de 14,337 m y un desnivel respecto al cordón litoral de tormenta actual de 8,63 m (Cuadro 1). Este depósito ha sido identificado como Formación La Sara (Codignotto 1969; Codignotto y Malumíán 1981). Su margen oriental forma una escarpa erosiva, activa durante el máximo transgresivo del Holoceno.

**Edad:** Codignotto y Malumíán (1981) y Codignotto (1983, 1984) publicaron dataciones radiocarbónicas de valvas de la Formación La Sara, asignándole una edad de 43 ka A.P. La datación radiocarbónica posterior de una terraza marina, ubicada en la localidad de Río Grande, a 18 m s.n.m., dio una edad de  $29.650 \pm 1.450$   $^{14}\text{C}$  años A.P. (Isla y Selivanov 1993). Por otra parte, Rutter *et al.* (1989) aplicaron técnicas de racemización de aminoácidos a valvas de *Pitar rostrata* de esta formación que indicaron relaciones D/L de ácido aspártico de 0,36, y asignaron

a este depósito al Pleistoceno. Rutter y Meglioli (en Meglioli 1992) llevaron a cabo nuevos análisis de racemización de aminoácidos sobre valvas y concluyeron que estas playas elevadas, probablemente, se corresponderían con el subestadío  $^{18}O$  5e.

El análisis de series de uranio realizado sobre una muestra de valvas de esta unidad mostró una relación  $^{234}U/^{238}U$  igual a 1,484 que indicaría que al menos parte del uranio es de origen terrestre y, además, el contenido de uranio de 0,602 ppm es alto con relación al contenido de uranio de valvas marinas (Cuadro 2; Morris *com. pers.*). De este análisis se ha calculado una edad aparente de  $82 \pm 2,5$  ka. Pero, debido a que es de esperar que la absorción de uranio secundario haya tenido lugar luego de la exposición de esta unidad, probablemente la edad real sea levemente mayor que la calculada. En base a este análisis es posible asignar esta formación al último interglacial (Sangamoniano, estadío  $^{18}O$  5).



**Figura 4:** Geomorfología de los ambientes sedimentarios litorales del Pleistoceno y del Holoceno del área del río Chico. Altitudes de las unidades con dataciones absolutas en el cuadro 1. Profundidades en metros referidas al nivel de bajamares de sicigias.

## Holoceno

Al oeste del río Chico, entre las tierras altas del Terciario se desarrollan planicies bajas (humedales), donde se observan lagunas estacionales, las cuales estarían vinculadas a estuarios fósiles del Holoceno (Fig. 4; Bujalesky 1998). Hacia la base de un paleocantilado labrado en rocas del Terciario se desarrollan pequeñas playas de grava, espigas y barreras que bloquearon distintas entrantes costeras durante el Holoceno. La barrera de grava fósil que obturó las bocas de las antiguas lagunas costeras Arcillosa y de las Vueltas ( $53^{\circ}35'19,451''S-68^{\circ}1'27,640''O$ ) fue fechada sobre valvas de *Mytilus* sp. en  $4.620 \pm 70$   $^{14}C$  años A.P. (LP-1011). La altura geoidal de esta playa fósil es de 7,02 m, 1,31 m por encima de la berma de tormenta de la playa actual. La forma de las primeras playas del Holoceno, ubicadas en zonas expuestas, sugiere un sentido de crecimiento hacia el norte, mientras que otras situadas en entrantes relativamente más protegidas, no muestran una dirección de transporte litoral predominante, apareciendo como playas alineadas con el lavado y retrolavado.

Al este del río Chico se desarrolla una extensa planicie de cordones que fue cerrando facies estuáricas holocenas hacia su flanco occidental. Los cordones litorales representan sucesivas etapas de crecimiento hacia el sur y causaron la migración de la desembocadura del río Chico en esa dirección (Codignotto 1990; Codignotto y Malumián 1981; Bujalesky 1998). Los cordones litorales más antiguos han sido totalmente erosionados y los más modernos tienden a ser asintóticos a la línea de costa actual. La datación radiocarbónica de uno de estos cordones litorales fósiles distales, situado a unos 2 km de la línea de costa actual, dio una edad de  $2.890 \pm 50$   $^{14}C$  años A.P. (LP-1073; Isla y Bujalesky 2000; Fig. 4). Los cordones litorales distales más modernos fueron erosionados y el posterior crecimiento de un cordón solitario originó la formación de una marisma. Esto indicaría pulsos y una escasez relativa en el aporte de sedimentos necesarios para mantener la estabilidad de la playa sometida a un intenso transporte a lo largo de la costa. El desarrollo de la planicie de cordones litorales acompañó el paleorrelieve de una plataforma de abrasión de profundidad relativamente uniforme, en dirección norte-sur.

## Evolución del paisaje

Durante el Cuaternario, la sucesión de avances glaciaros y transgresiones marinas en los períodos interglaciales ha contribuido al modelado de la región del río Chico mediante la génesis de geformas de acumulación sometidas a procesos erosivos de distinta índole, intensidad y duración.

### Ambientes glacifluviales

No puede aseverarse con certeza si la totalidad del área en estudio fue englazada en alguna oportunidad durante el Plioceno-Pleistoceno temprano por la Glaciación Río Grande (Meglioli 1992) o si es ésta la única zona de la Isla Grande de Tierra del Fuego que no fue cubierta por el hielo, en el sentido del *driftless area*, propuesto por Meglioli (1992). En cambio, puede establecerse que formó parte del ambiente marginal al hielo durante las glaciaciones del Pleistoceno medio, generando depósitos de gravas glacifluviales en forma de conos aluviales.

Las terrazas de grava fueron generadas durante las glaciaciones ocurridas en la depresión bahía Inútil - bahía San Sebastián durante el Pleistoceno, cuando el hielo ocupaba esta depresión y la sierra de Carmen Sylva (400 m s.n.m. actual) en su margen meridional. Se las interpreta como geofomas glacifluviales marginales al hielo, resultantes de la deposición de gravas y arenas por corrientes de agua de fusión laterales al glaciar, que se encauzaron hacia el sudeste por valles preexistentes en las sierras Carmen Sylva. La posición del ápice de estas terrazas de forma cónica indica que las corrientes fluvio-glaciarias habrían fluido por el valle superior del actual río Chico, entre el monte Cazuela y el cerro del Boquete (sector chileno de Tierra del Fuego). Marginalmente, estaban contenidas por el hielo o sus depósitos morénicos laterales (margen norte del río Chico) y el sistema de colinas aisladas que desde las sierras de Carmen Sylva se dirigen hacia el este, por ejemplo: colina Condell, cerro Mesa, cerro Cónico, formando la divisoria de aguas con la cuenca del río Grande.

La existencia de dos unidades aterrazadas de distinta cota y extensión se interpreta en función de la posición terminal del hielo alcanzada en sucesivas glaciaciones, la cual experimentó un progresivo retroceso en cada nueva glaciación. La terraza más baja y más extensa se correspondería con la "Glaciación Río Cullen" (Cabo Vírgenes, en el esquema estratigráfico regional, Fig. 2) cuando el hielo alcanzaba cotas de 350-400 m en las sierras de Carmen Sylva, y por lo tanto, generaba pendiente favorable para el escurrimiento del agua hacia el sudeste.

En la glaciación siguiente, "San Sebastián", el hielo habría alcanzado una cota de 300 m permitiendo también el flujo marginal de agua de fusión hacia el este-sudeste y depositando las gravas y arenas que conforman la terraza superior.

Si bien no se han encontrado evidencias datables en las terrazas, su posición cronoestratigráfica en el marco regional se infiere a partir de la cota de las geofomas glaciales en las sierras de Carmen Sylva. Las glaciaciones "Río Cullen" y "San Sebastián" alcanzaron cotas de 400 y 300 m respectivamente, afectando laderas altas de las sierras de Carmen Sylva,

mientras que las glaciaciones posteriores "Lagunas Secas" y "Bahía Inútil" actuaron sobre cotas de 170 y 100 m respectivamente, desarrollándose más encajonadas en la depresión, y recostadas sobre las laderas bajas de las sierras (Fig. 2). La extensión de la terraza inferior se presume más oriental a la posición actual, habiendo sido erosionada por los avances marinos de los interglaciales  $^{18}\text{O}$  11, 7-9 y 5.

Si bien no existen dataciones absolutas para la Glaciación Río Cullen, el Drift Cabo Vírgenes, equivalente en el Estrecho de Magallanes, ha sido datado por K/Ar como mayor que 0,36 Ma pero menor que 1,07 Ma A.P. en basaltos intercalados en *till* (Meglioli *et al.* 1990a y b). La datación del interglacial marino correspondiente al estadio isotópico  $^{18}\text{O}$  11 ajusta la cronología de Meglioli (1990a y b), pudiendo asignarse a la Glaciación Río Cullen una edad mayor que 600 ka A.P. y menor que 1,07 Ma, a partir de este trabajo. Este evento glaciario generó la terraza de grava inferior, posteriormente erosionada durante el interglacial marino.

El frente erosivo que muestran ambas terrazas y la notoria disección de la terraza, permiten inferir la ocurrencia de un proceso erosivo intenso, de índole fluvial. Evidencias topográficas y morfológicas relacionan a este proceso con un englazamiento local o de desborde, ocurrido fuera del área en estudio, cuya corriente de agua proglacial habría fluido en dirección sur, desarrollando el paleocanal actualmente utilizado por el río Avilés en su curso inferior. Se le atribuye a este evento una edad equivalente a la Glaciación Lagunas Secas (Fig. 2).

Los depósitos glacifluviales estudiados han sido previamente mapeados como mantos de grava denominadas "Fuegian Gravels" por Meglioli (1992), quien sugirió una posible equivalencia con los "Rodados Patagónicos" (Fidalgo y Riggi 1970) o "Tehuelche or Patagonian Shingle Formation" (Caldenius 1940) dispuestos sobre las mesetas de la Patagonia Extraandina.

En el marco de la controversia aún no resuelta sobre el origen fluvial-pedemontano (Keidel 1917-1919; Caldenius 1940; Feruglio 1950; Fidalgo y Riggi 1965, 1970) o glacifluvial (Nordenskjöld 1907; Fenton 1921; Feruglio 1950; Mercer 1976) de los Rodados Patagónicos se interpreta que los conos de grava de la región del río Chico podrían ser considerados como un ejemplo local de la formación en el sentido de Mercer (1976), dado que son depósitos glacifluviales que afectaron tierras altas, no confinados a los valles englazados y correspondientes a glaciaciones antiguas, en este caso de edad pleistocena temprana a media. En cambio no pueden ser considerados como Rodados Patagónicos en el sentido de Fidalgo y Riggi (1970) ya que al definir esta formación los autores se refieren a depósitos de gravas sobre las terrazas, no asociados a englazamiento. Al momento de esta definición, Fidalgo y Riggi



Matthews 1977). Los datos de oxígeno isotópico han probado que durante el subestadío 5e hubo menos hielo y por esta razón más agua en los océanos y es posible suponer que el nivel del mar estuvo más alto, pero la consecuente deformación del geoide hace difícil extrapolar los niveles mundiales actuales a aquellos tiempos (Ward 1985).

Stirling *et al.* (1998) estudiaron arrecifes coralinos fósiles correspondientes al último interglacial, a lo largo del margen continental de Australia occidental, en una zona de relativa estabilidad tectónica y lo suficientemente distante del manto de hielo durante la penúltima glaciación (Illinois), por lo cual se considera que no fue significativamente afectada por el rebote isostático. Obtuvieron edades confiables que indicaron que el crecimiento de los arrecifes se inició a los  $128 \pm 1$  ka, encontrándose el nivel relativo del mar al menos a 3 m por encima del nivel actual.

Existe consenso en que el nivel del mar de los distintos estadios interglaciales estuvo próximo al nivel actual y las condiciones climáticas fueron similares a las del Holoceno. La composición isotópica del oxígeno de los foraminíferos planctónicos de los océanos del planeta indica que de un estadio interglacial a otro, la temperatura superficial tuvo la misma amplitud, al menos durante los últimos 500 ka (Shackleton y Opdyke 1973; Hays *et al.* 1976).

Se ha considerado que el estadio 7 ha sido levemente más frío que el Holoceno, y que los estadios 5, 9 y 11 (Shackleton 1987), pero no ha habido acuerdo acerca de cuál de estos estadios ha sido más cálido, habiéndose encontrado discrepancia entre los datos de los testigos oceánicos profundos de varios océanos y de distintas latitudes (Ortlieb *et al.* 1996). De acuerdo con muchos testigos oceánicos, el único episodio más cálido que el Holoceno habría ocurrido hacia los inicios del último interglacial, durante el subestadío 5e (Shackleton y Opdyke 1973; Shackleton 1987). Una confirmación indirecta de temperaturas globales relativamente más altas hacia los comienzos del último interglacial estaría dada por la evidencia ampliamente distribuida de niveles del mar más alto que el actual hacia los 120 ka antes del presente. Una estabilización del nivel del mar relativamente más elevada que el nivel actual en esos tiempos (5 a 7 m por encima) se ha interpretado como consecuencia de un volumen de agua oceánica mayor que el actual, un menor tamaño de los mantos de hielo polares y temperaturas más cálidas del aire y de la superficie del mar. Es difícil establecer con precisión el nivel eustático durante los distintos episodios interglaciales del Pleistoceno medio (140-700 ka A.P.). Si bien el nivel eustático puede definirse con cierta precisión para el subestadío 5e, esto no se cumple para los estadios 7, 9 y 11 debido a los efectos diferenciales de la tectónica local y regional y de los efectos glacio-isostáticos que dificultan una reconstrucción precisa del nivel del mar a partir

de playas elevadas o arrecifes de coral de distintas costas del planeta (Ortlieb *et al.* 1996).

En el hemisferio sur, los estudios realizados en sedimentos de fondos oceánicos indican que el estadio isotópico 11 (400 ka A.P.) probablemente ha sido más cálido que los períodos interglaciales posteriores y que el presente (Kennett 1970; Morley 1989; Oppo *et al.* 1990; Charles *et al.* 1991; Howard y Prell 1992; Hodell 1993; Burckle 1993). Para el hemisferio norte no se ha encontrado evidencia significativa que permita afirmar este hecho (Ruddiman y Mc Intyre 1976; Ruddiman *et al.* 1986, 1989; Aksu *et al.* 1992). Por otra parte, Imbrie e Imbrie (1980) e Imbrie *et al.* (1993) han caracterizado a este período como el "problema de los 400 ka" y el "problema del estadio isotópico 11", respectivamente, debido a que de acuerdo a la teoría de Milankovitch este estadio corresponde a una baja excentricidad (componente 413 ka) y debería haber sido más frío que lo observado.

En la costa chilena, las playas fósiles de la península Mejillones (23°S) de ambientes protegidos del estadio isotópico 11 muestran una asociación de moluscos anómala desde el punto de vista termal, que incluye especies de aguas cálidas actualmente pertenecientes a la Provincia Panameña y la Zona de Transición Paita (4°-6°S) situadas a 2.000 km de distancia (Ortlieb *et al.* 1996). En cambio, las paleoplayas correspondientes a ambientes expuestos presentan una asociación faunística de aguas frías que no difiere significativamente de la actual. Se ha interpretado que la corriente de Humboldt y el sistema de surgencia litoral habrían operado como en el presente, pero las interacciones entre el océano y la atmósfera fueron diferentes a las actuales. Probablemente, la temperatura del aire en invierno habría sido más alta en varios grados y la radiación solar habría sido más fuerte que en el presente; condiciones atmosféricas comparables a aquellas predominantes durante el verano habrían tenido una mayor duración a lo largo del año (Ortlieb *et al.* 1996). Ninguna de las especies de aguas cálidas encontradas para las playas de este período interglacial fueron halladas en las numerosas playas del subestadío 5e (Ortlieb *et al.* 1996).

Entre los depósitos litorales del Pleistoceno y Holoceno de la Patagonia se encuentran los de la bahía Bustamante en la provincia del Chubut y han sido estudiados por varios autores (Feruglio 1950; Cionchi 1983, 1987; Codignotto 1983; Rutter *et al.* 1989; Schellmann 1998). Schellmann (1998) ubicó temporalmente estos depósitos (Cuadro 3), en base a unas 62 dataciones por el método de resonancia del spin de los electrones (ESR, *Electron Spin Resonance*), 12 análisis de series de uranio y 24 análisis de racemización de aminoácidos (estos últimos realizados por el Prof. N. Rutter, en la Universidad de Alberta, Canadá). En el cuadro 3 se han

**Cuadro 3:** Relación entre los depósitos litorales del Pleistoceno y Holoceno de la bahía Bustamante (Chubut) y del área del río Chico (Tierra del Fuego). \* cota referida al nivel medio del mar, + cota referida al nivel medio de mareas, # cota referida al modelo del geoido EGM96.

Feruglio (1950)		Bahía Bustamante, Chubut (45°S)				Schellmann (1998)				Río Chico, Tierra del Fuego (53°30'S)			
Nombre	Cota* (m)	Cionchi (1983)		(1987)	Nombre	Cota* (m)	Relación D/L ácido aspártico (realizadas por Rutter)	Estadio <sup>18</sup> O/ <sup>16</sup> O	Nombre	Cota* (m)	Relación D/L ácido aspártico Rutter et al. (1989)	Estadio <sup>18</sup> O/ <sup>16</sup> O	
		Nombre	Cota* (m)	Nombre									
Cordón litoral reciente (Terraza VI)	11-12	Sistema III	8-10	Formación Zanjón El Pinter	Sub-reciente	≤4,5			Berma Tormenta Actual	5,707		1	
					H3	6,5	0,29	Playa Holocena					7,020
					H2	7-8	0,33-0,42						
					H1	9-10							
				T1 <sub>(1)</sub>	11-12								
Cordón litoral intermedio o de la Estancia La Ibérica (Terraza V)	20-26	Sistema II	25-29	Formación Caleta Malaspina	T2 <sub>(5)</sub>	13-14	0,41-0,72	5	Formación La Sara	14,337	0,35	5	
					T3 <sub>(5)</sub>	18-21							
					T3 <sub>(7)</sub>	21	0,68-0,72	7					Formación Las Vueltas
T4 <sub>(7)</sub>	24-26	0,58-0,64	7										
Cordón litoral interno con <i>Mastra isabelleana</i> y <i>M. patagónica</i> (Terraza IV)	28-32	Sistema I	35-41		T5 <sub>(9)</sub>	28-31	0,68-0,76	9					
					T6	35-43	0,72-0,91	≥9	Formación Laguna Arcillosa	29,428		¿11?	

obviado los niveles T1<sub>(5)</sub>, T2<sub>(7)</sub> de Schellmann (1998), de 9 a 11 m y de 12-14 m sobre el nivel medio del mar y correspondientes al estadio 5 y 7 respectivamente, por considerar que han estado sujetos a una significativa erosión fluvial. Feruglio (1950) y Cionchi (1987) mencionan para el Cordón Litoral Interno con *Mastra isabelleana* y *M. patagónica* (Terraza IV) la coexistencia de moluscos que en la actualidad viven en aguas más cálidas al norte de la península de Valdés (42°S), con especies de aguas templadas a frías, de amplia distribución a lo largo de la plataforma argentina. A esta unidad Schellmann (1998) le ha asignado una edad mayor o igual al estadio isotópico 9 y probablemente se corresponda con el estadio 11. Su fauna de moluscos evidenciaría condiciones climáticas comparables a las mencionadas por Ortlieb *et al.* (1996) para Antofagasta (Chile) en la costa del Pacífico.

La existencia de numerosas valvas de *Eurhomalea exalbida* en la Formación Laguna Arcillosa abren un interrogante de tipo paleoecológico. Actualmente, esta especie es abundante en el estrecho de Magallanes y en el canal Beagle, pero sus valvas no fueron encontradas en la berma de tormenta de la playa atlántica actual a lo largo de 200 km, desde el cabo San Sebastián a la desembocadura del río Irigoyen. La presencia de valvas fósiles de *Eurhomalea exalbida* en paleoplayas de la costa atlántica de Tierra del Fuego permite plantear la hipótesis de la existencia de un canal marino a lo largo del valle glacial bahía Inútil-bahía San Sebastián, conectando los ambientes marinos de los océanos Pacífico y Atlántico, facilitando la ocupación postglacial de los

nichos ecológicos, aunque no deberían descartarse factores de tipo sedimentológico y de dinámica litoral.

La comparación de los niveles de las paleoplayas correspondientes al estadio 11? de la bahía Bustamante (35-43 m) y el río Chico (29,42 m) permite inferir un ascenso menor para los depósitos del norte de Tierra del Fuego. Establecer las causas de este ascenso diferencial no es sencillo para depósitos del Pleistoceno medio debido a que estuvieron sometidos a procesos glacioisostáticos, hidroisostáticos y tectónicos de diferente magnitud y en varias oportunidades. Una comparación de las tasas de ascenso entre los distintos depósitos interglaciales del norte de Tierra del Fuego sugiere una menor tasa relativa a medida que aumenta la edad de las paleoplayas, desde 0,284 m cada 1000 años para el Holoceno hasta ¿0,039-0,059? m para el Pleistoceno medio (Cuadro 4). Este hecho permite suponer menores niveles eustáticos del mar para los interglaciales más antiguos de cumplirse la condición de un ascenso tectónico relativamente estable para períodos relativamente cortos de la historia geológica. Considerando que existe consenso que el nivel eustático del mar para el último interglacial (120 ka A.P.) estuvo al menos a 3 m por encima del nivel actual, la tasa de ascenso relativa para la Formación La Sara (0,105 m cada 1000 años) resulta inconsistente a menos que corresponda al subestadio 5c (85 ka A.P.) cuando el nivel eustático alcanzó niveles inferiores al subestadio 5e, o bien que parte del desnivel de la playa fósil holocena con respecto a la contraparte actual se deba a procesos vinculados a la dinámica de olas.

**Cuadro 4:** Desniveles netos y relativos cada 1000 años entre los depósitos litorales del área del río Chico, correspondientes a los distintos episodios interglaciales.

	Berma de tormenta actual (1)	Playa Holocena (2)	Formación La Sara (3)	Formación Las Vueltas (4)	Formación Laguna Arcillosa (5)
Berma de tormenta actual (1)		0,284	0,105	$\zeta > 0,064?$	$\zeta > 0,039$ $< 0,059?$
Playa Holocena (2)	1,31		0,095	$\zeta > 0,061?$	$\zeta > 0,037$ $< 0,056?$
Formación La Sara (3)	8,63	7,32		$\zeta > 0,049?$	$\zeta > 0,029$ $< 0,047?$
Formación Las Vueltas (4)	19,34	18,03	10,71		$\zeta > 0,014$ $< 0,044?$
Formación Laguna Arcillosa (5)	23,72	22,41	15,09	4,38	

Desniveles netos (m)

Desniveles relativos (m) x 1 ka

#### Ambientes litorales del Holoceno

Inmediatamente al sur de la región en estudio y del cabo Domingo, se extiende la planicie aluvial del arroyo La Misión; aquí un valle glacifluvial del Pleistoceno labrado sobre areniscas del Terciario fue colmado por sedimentos de distinto origen. La sección superior de la secuencia registra la transgresión del Holoceno (Auer 1959, 1974; Deevey *et al.* 1959; Markgraf 1980; Porter *et al.* 1984). Un lago del Holoceno (actualmente a 5,7 m por debajo del nivel de pleamares) fue ocupado por la transgresión marina aproximadamente a los 9000  $^{14}\text{C}$  años A.P. desarrollándose una planicie de mareas que alcanzó un nivel de 0,9 m por encima del nivel de pleamares entre los 4000 a 2000  $^{14}\text{C}$  años A.P. (Mörner 1991).

Hacia el norte de la cuenca del río Chico, en la bahía San Sebastián la sedimentación en el Holoceno se inició luego del ascenso y posterior estabilización del nivel del mar. El inicio de la secuencia no se ha datado con precisión, pero un fechado radiocarbónico indica una edad mínima de  $5.270 \pm 190$  años BP (Vilas *et al.* 1987; Ferrero *et al.* 1989; Isla *et al.* 1991). Una secuencia de alineaciones de *cheniers* de 8 km de amplitud, desarrollada entre los 5.270 y 1.080  $^{14}\text{C}$  años A.P., sugiere un descenso del nivel del mar de 1,8 m (0,363 m/1000 años). Cada una de estas alineaciones de *cheniers* se habrían originado cada 300-400 años (Ferrero *et al.* 1989).

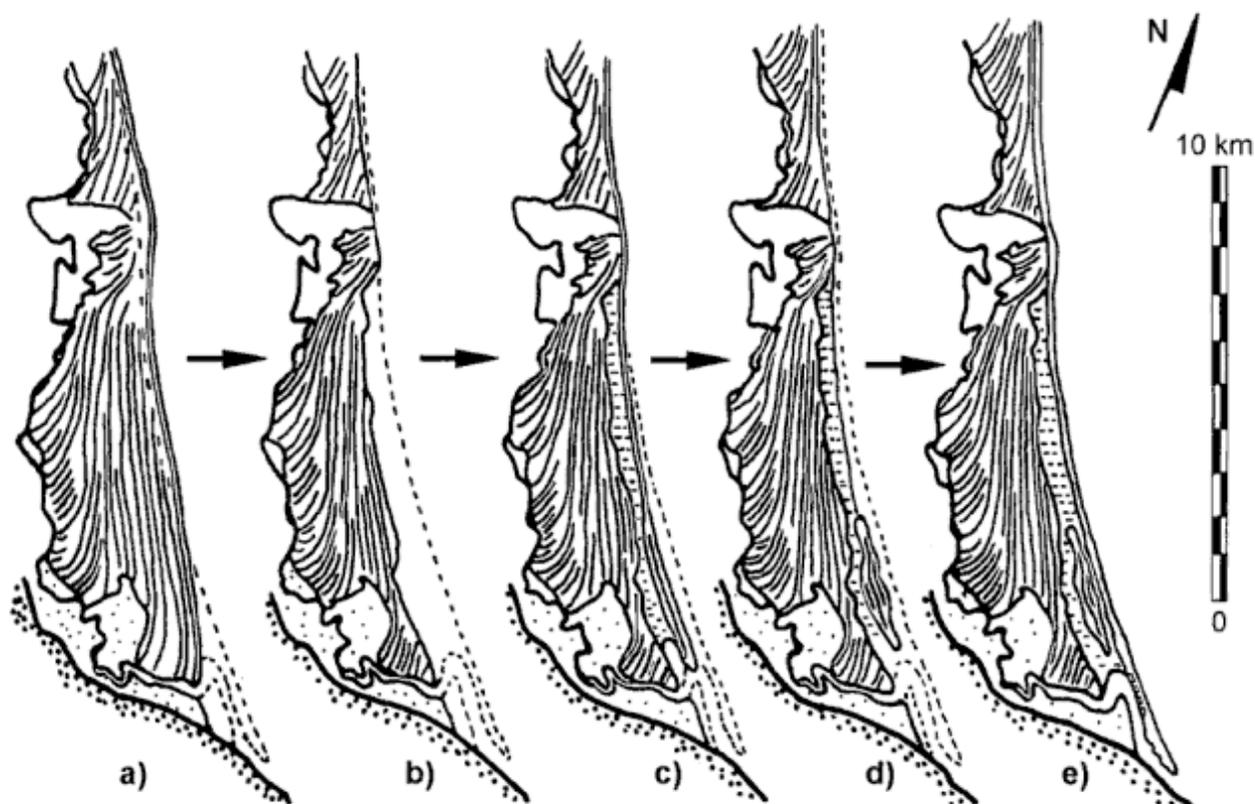
La bahía San Sebastián se encuentra parcialmente cerrada por la espiga El Páramo. Esta espiga se desarrolló en los últimos 5.000 años. Las fuentes de aporte de sedimentos fueron los depósitos glaciogénicos litorales y sumergidos. Inicialmente, se inició como una punta de acreción (*cusped foreland*) que fue evolucionando gradualmente a una forma de espiga. A medida que la espiga fue creciendo hacia el sur, la provisión de sedimentos hacia la porción septen-

trional su flanco interno fue disminuyendo. La playa atlántica fue erosionada y las gravas de los cordones litorales fósiles fueron recicladas (Bujalesky 1990; González Bonorino y Bujalesky 1990; Bujalesky y González Bonorino 1991; Isla y Bujalesky 1995). La nivelación desde los cordones más antiguos a los más modernos originados en el dominio de la bahía sugiere un descenso relativo del nivel del mar de aproximadamente 1 metro. Este desnivel puede ser explicado por una disminución progresiva del alcance del viento en las aguas de la bahía y la consecuente disminución de la altura de olas debido a la progradación de la planicie de mareas. El desarrollo de amplias plataformas de abrasión en el flanco meridional de la bahía San Sebastián y el carácter transgresivo continuo de la espiga apoyan la conclusión de un nivel del mar relativamente estable durante los últimos 5.000 años (Bujalesky 1990; Bujalesky y González Bonorino 1990, 1991).

En la planicie de mareas de la bahía San Sebastián, el gradiente hacia el mar de los depósitos de tormenta, en parte, sería el resultado de la disminución de la altura de las olas atlánticas dentro de la bahía en respuesta al crecimiento de la espiga y su progresiva protección (Bujalesky 1990; Bujalesky y González Bonorino 1990).

La playa fósil que bloqueó la laguna de las Vueltas indica un descenso relativo del nivel del mar de 0,214 m cada 1000 años, significativamente menor que el de la bahía San Sebastián y aún parte de este desnivel podría deberse a procesos de dinámica de olas, tales como un mayor apilamiento (*set-up*) de las olas de tormenta.

El desarrollo de barreras de grava depende principalmente de la tasa de acumulación y de su capacidad de elongación (Carter *et al.* 1987). En los estadios de madurez, el crecimiento de las barreras de grava está condicionado por el volumen de sedimen-



**Figura 6:** Tendencia evolutiva reciente del extremo distal de la planicie de cordones litorales del río Chico (Bujalesky 1998). **a**, Desarrollo de la planicie de cordones litorales en condiciones apropiadas de aporte de sedimentos. **b**, Estadío erosivo debido a un aporte insuficiente de sedimentos ante condiciones de un intenso transporte litoral hacia el sur. **c**, Pulso de incremento en el aporte de sedimentos como consecuencia del canibalismo de los cordones litorales septentrionales más antiguos. Desarrollo de una espiga y marisma. **d**, Estadío erosivo debido a una escasez en el aporte de sedimentos. **e**, Nuevo pulso de aporte de sedimentos y formación de la espiga actual.

tos que alcanza sus puntos distales. La elongación se mantiene cuando el extremo de las barreras se encuentra dentro de la capacidad de transporte de las olas y la disponibilidad de sedimentos es la apropiada. A grandes distancias del punto distal de la barrera, la posibilidad de que un clasto lo alcance decrece. Entonces, el sedimento a lo largo de la barrera es reciclado causando un adelgazamiento de su sección proximal (canibalismo, Carter *et al.* 1987). Las barreras de grava que se forman en áreas donde el aporte de sedimentos es limitado tienden a migrar tierra adentro, aún bajo condiciones estables del nivel del mar, adquiriendo características transgresivas. Esto resulta en un transporte de las gravas hacia el continente, debido al comportamiento reflectivo de la playa, altas tasas de infiltración y procesos de sobrelavado (Carter 1983; Orford y Carter 1982, 1984; Carter y Orford 1984, 1991; Carter *et al.* 1987, 1989; Forbes 1984; Taylor *et al.* 1986; Forbes y Taylor 1987). Durante la migración tierra adentro de las barreras de grava los sedimentos del frente de playa son transportados por olas de tormenta, sobre la cresta de playa hacia el flanco interno de la barrera. Allí, la grava permanece pasiva hasta que es enterrada por el depósito siguiente de sobrelavado.

Mientras la barrera migra hacia tierra, los sedimentos del flanco interno emergen sobre el frente de playa y se incorporan nuevamente al ciclo (*rollover* de barreras, Orford *et al.* 1990).

Durante el Holoceno, a partir del límite septentrional (punta Sinaf) de la paleobahía del río Chico, evolucionó una planicie de cordones litorales otorgándole protección al ataque de las olas del Atlántico. El flanco interno de esta planicie de cordones fue estabilizado por la colmatación del ambiente estuárico. El crecimiento de esta planicie de cordones litorales tuvo lugar ante un aporte limitado de sedimentos (como la espiga El Páramo). La elongación progresiva estuvo sostenida por la erosión y reciclado de sus propios sedimentos (canibalismo), resultando en un retiro de la línea de costa, tierra adentro. El extremo meridional de esta planicie de cordones evidencia un pulso de escasez de sedimentos, acompañado por el desarrollo de una laguna costera entre la planicie de cordones y el cordón externo (Fig. 6). Este hecho indica un estadío muy maduro del sistema, donde los sedimentos resultan escasos para mantener el crecimiento de la espiga ante condiciones sostenidas y significativas de la deriva litoral hacia el sur (Bujalesky 1998).

**Cuadro 5:** Cuadro cronoestratigráfico de la región del río Chico, Tierra del Fuego. La cronoestratigrafía regional corresponde al modelo glacial propuesto por Meglioli (1992) para el sur de Sudamérica y Tierra del Fuego. Los estadios isotópicos  $^{18}\text{O}$  se establecen de acuerdo a Shackleton (1995). EP: evidencia paleontológica.

Nombre Estratigráfico		Edades Absolutas	Estadio $^{18}\text{O}$	Edad
Regional	Local			
Transgresión Holocena	Formación San Sebastián (Codignotto, 1969)	4,6 ka $^{14}\text{C}$	1	Holoceno
Glaciación Segunda Angostura	Glaciación Bahía Inútil (no presente en el área)	> 16 ka $^{14}\text{C}$	2	Pleistoceno Superior
Interglacial marino	Formación La Sara	82 U ka	5	Pleistoceno Medio
Glaciación Primera Angostura	Glaciación Lagunas Secas (Fase de erosión glaciifluvial)		6	
Interglacial marino	Formación Las Vueltas	¿300? U ka	¿7-9?	
Glaciación Punta Delgada	Glaciación San Sebastián (terracea superior)		10	
Interglacial marino	Formación Laguna Arcillosa	¿400-600? U ka	¿11?	
Glaciación Cabo Virgenes	Glaciación Río Cullen (terracea inferior)	<1.07 Ma Ar/Ar	12	
Interglacial			13-15	Pleistoceno Inferior
Glaciación Sierra de los Frailes	Glaciación Pampa de Beta (remanentes de till en margen norte del Río Chico)	¿<1,04? Ma Ar/Ar	¿16-22?	
Interglacial			25-31	Plioceno
Glaciación Río Grande	Glaciación Río Grande (bloque errático de Laguna O'Connor)	¿>1,86 <2,05? Ma K/Ar	¿64-74?	
Formación Cullen		2,2 Ma (EP)		

#### Cronología de los eventos morfogenéticos

La cronología de los procesos morfogenéticos que han dado lugar al modelado cuaternario de la región del río Chico puede sintetizarse de la siguiente manera (Cuadro 5):

*Pleistoceno medio (1,07 Ma a 600 ka A.P.):* Desarrollo de la Glaciación Río Cullen en la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián, con cotas de 400 m en las sierras Carmen Sylva y morenas frontales extendidas unos 40 km de la actual línea de costa. Formación de un ambiente glaciifluvial marginal al hielo que generó el cono de grava inferior, posiblemente con una extensión mayor y posición terminal más oriental a la actual.

*Pleistoceno medio (600 a 400 ka A.P.):* Transgresión marina que generó depósitos de playa a cota 29 m (Formación Laguna Arcillosa) y la formación de un canal marino en la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián conectando los océanos Pacífico y Atlántico. Retroceso de la terraza de grava inferior por erosión marina, aprovisionamiento de materiales para la formación de depósitos litorales. Paleobahía del río Chico-río Avilés, ambiente estuárico hasta 16 km tierra adentro, entre las lagunas O'Connor y de la Suerte.

*Pleistoceno medio (sin dataciones absolutas, 400 a 300? ka A.P.):* Desarrollo de la Glaciación San Sebastián con cotas de 300 m en las sierras Carmen Sylva (con posición frontal 25 km mar adentro), originando un ambiente glaciifluvial marginal al hielo que generó el cono de grava superior.

*Pleistoceno medio (300? ka A.P.):* Transgresión marina que generó depósitos de playa de grava a cota de 25 m (Formación Las Vueltas), erosión del cono de grava inferior y paleoplayas y consecuente aporte de detritos para la formación de depósitos litorales.

*Pleistoceno medio (300? ka a 120 ka A.P.):* Glaciación Lagunas Secas en la depresión bahía Inútil-bahía San Sebastián, con posición frontal entre ambas bahías, a cota 170 m s.n.m. y desborde de hielo hacia el valle del arroyo Gamma con posición frontal a 130 m s.n.m. y corrientes proglaciales en dirección este y sureste. Esta última disectó la parte distal de la terraza superior así como la terraza inferior.

*Pleistoceno medio (120-75 ka A.P.):* Transgresión marina que generó depósitos de playa (Formación La Sara) a cota de 16 m, con aporte de gravas desde la terraza inferior y reciclado de sedimentos de las geoformas litorales más antiguas.

*Pleistoceno superior (>16 ka A.P.)*. Glaciación Bahía Inútil en la cabecera de la bahía homónima, no afectó directamente al área del río Chico, aunque las condiciones ambientales, de tipo periglacial habrían contribuido a la meteorización y modelado por procesos criogénicos.

*Holoceno inferior (9-6 ka A.P.)*: Transgresión marina del Holoceno que generó facies estuáricas y playas de grava de carácter regresivo (en zonas protegidas, bahía San Sebastián y embahiamiento del río Chico) y de carácter transgresivo (en zonas expuestas) a cotas de 7 m e inferiores.

*Holoceno medio-superior*. Regresión marina que deja planicies de *cheniers* (San Sebastián) o planicies de playas de gravas (sur de San Sebastián y planicie del río Chico).

## Conclusiones

La región estudiada presenta un buen registro de la historia cuaternaria del norte y centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego. De los resultados y discusión planteada se concluye que:

1. Si bien la región del río Chico y río Avilés no tuvo englazamiento durante el Pleistoceno medio, procesos glacifluviales en ambientes marginales al hielo generaron conos aluviales de grava, los cuales contribuyeron como fuente de aporte de gravas a las formas litorales correspondientes a los distintos períodos interglaciales.

2. La presencia de bloques erráticos en la margen sur de la laguna O'Connor permite extender hacia el norte el área afectada por la Glaciación Río Grande.

3. A la Glaciación Río Cullen debería asignarse una edad máxima de 600 ka (U) A.P.

4. La posición interlobular del área durante glaciaciones más modernas contribuyó a la preservación de las geformas glacifluviales que sólo sufrieron erosión localizada de índole glacifluvial y litoral en la porción más oriental. La preservación de las geformas se atribuye también a las condiciones climáticas de semiaridez y a la escasa incidencia de la erosión por escurrimiento.

5. Se reconocen las playas fósiles del Pleistoceno medio más australes de Sudamérica, y probablemente del planeta, correspondientes a los estadios isotópicos  $^{18}\text{O}$  11 (Formación Laguna Arcillosa, con una cota de 29 m) y 9 ó 7 (Formación Las Vueltas, con una cota de 25 m).

6. Se corrobora la correspondencia de la Formación La Sara (14 m) con el estadio  $^{18}\text{O}$  5, mediante análisis de series de Uranio, aunque se ha generado incertidumbre sobre si los depósitos fechados pertenecen al subestadio 5c (85 ka A.P.) o al subestadio

5c (120 ka A.P.).

7. La Formación Laguna Arcillosa se correlacionaría con el Cordón Litoral Interno con *Maetra isabelleana* (Terraza IV; Feruglio 1950); mientras que las formaciones Las Vueltas y La Sara se corresponderían con el Cordón Litoral Intermedio de la estancia La Ibérica (Terraza V; Feruglio 1950) de la bahía Bustamante (Chubut).

8. La obturación de los estuarios internos de la paleobahía de río Chico se produjo hace unos 5.000 años A.P. coincidente con el máximo nivel alcanzado por el mar durante el Holoceno. La playa fósil que bloqueó la laguna de las Vueltas indica un descenso relativo del nivel del mar de 0,214 m cada 1000 años. Parte de este desnivel podría deberse a procesos de dinámica de olas, tales como un mayor apilamiento (*set-up*) de las olas de tormenta.

9. Las tasas de ascenso relativo de los distintos depósitos interglaciales del norte de Tierra del Fuego son menores a medida que aumenta la edad de las paleoplayas, desde 0,284 m cada 1000 años para el Holoceno hasta ¿0,039-0,059? m para el Pleistoceno medio. Esto permite inferir menores niveles eustáticos del mar para los interglaciales más antiguos, si se cumple la condición de un ascenso tectónico relativamente estable para períodos relativamente cortos de la historia geológica.

10. Durante el Holoceno, el crecimiento de la planicie de cordones litorales de grava del río Chico tuvo lugar ante un aporte limitado de sedimentos, la elongación progresiva estuvo sostenida por la erosión y reciclado de sus propios sedimentos (canibalismo), resultando en un retiro de la línea de costa, tierra adentro. Los cordones litorales distales más modernos muestran evidencia de significativos pulsos de escasez de sedimentos en los componentes más modernos. Estos hechos indican un estadio muy maduro en la evolución del sistema costero.

11. Se plantean interrogantes cronoestratigráficos, paleogeográficos y paleoecológicos, cuya respuesta demandará la realización de un mayor número de dataciones absolutas (mediante distintas técnicas), de análisis detallados de las asociaciones de moluscos presentes en las playas fósiles y el hallazgo de nuevas evidencias geomorfológicas. La región del río Chico posee un registro óptimo para dilucidar las relaciones entre depósitos glaciales, glacifluviales y glacioeustáticos durante el Pleistoceno.

## Agradecimientos

A J. L. Hormaechea y al personal de la Estación Astronómica Río Grande por el apoyo logístico y los posicionamientos satelitales realizados para este trabajo. A C. Roig, M. Salemme, M. Galasso, C. de Francesco y R. Angulo por la valiosa colaboración

en las tareas de campo. A M. Galasso por la determinación de las especies de moluscos de las playas fósiles y actuales. A los propietarios y administradores de las estancias Los Flamencos y Las Violetas. A la Municipalidad de Río Grande y a su Dirección de Defensa Civil por la ayuda logística. Este trabajo fue llevado a cabo con los subsidios PEI-CONICET N° 471/97 (otorgado a G. Bujalesky) y PIP 4585 (otorgado a Federico Isla).

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aksu, A., Mudie, P., de Vernal, A. and Gillespie, H. 1992. Ocean-atmosphere responses to climatic change in the Labrador Sea: Pleistocene plankton and pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92:121-138.
- Auer, V., 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, A III Geologica-Geographica*, 48: 1-226.
- Auer, V., 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonia and Fennoscandian ocean level transgressions and regressions of the latest glaciation. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, A III Geologica-Geographica*, 115:1-88.
- Bilal, H. and Van Eysinga, F., 1987. *Geological Time Table*. Elsevier Science Publishers B.V., The Netherlands.
- Bloom, A., Broecker, W., Chapell, J., Matthews, R. and Mesollela, K., 1974. Quaternary sea level fluctuations on atectonic coast: New  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*, 4:185-205.
- Bonarelli, G., 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 12 (3):1-119. Buenos Aires.
- Broecker, W., Thurber, D., Goddard, J., Ku, T., Matthews, R. and Mesollela, K., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, 159:279-300.
- Buatois, L.A. y Camacho, H.H., 1993. Geología del sector nororiental del Lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48( 2), 109-124. Buenos Aires.
- Bujalesky, G.G., 1990. *Morfología y Dinámica de la Sedimentación Costera en la Península El Páramo, Bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego*. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 188 pp, 2 app. (Inédito).
- Bujalesky, G., 1998. Holocene coastal evolution of Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 11: 247-282. Balkema Publishers.
- Bujalesky, G. and González Bonorino, G., 1990. Evidence for stable sea level in the Late Holocene in San Sebastián Bay, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium of Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes (IGCP-274)*, 9. La Plata, Argentina.
- Bujalesky, G. and González Bonorino, G., 1991. Gravel spit stabilized by unusual (?) high-energy wave climate in bay side, Tierra del Fuego, southernmost Argentina. In: Kraus, N.C., Gingerich, K.J. and Kriebel, D.L. (Eds.): *Coastal Sediments '91. Proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes 1*: 960-974. American Society of Civil Engineers, New York.
- Burekle, L., 1993. Late Quaternary interglacial stages warmer than present. *Quaternary Science Reviews*, 12:825-831.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler*, 14:1-164. Stockholm.
- Caldenius, C.C., 1940. The Tehuelche or Patagonian Shingle Formation. *Stockholms Högskolas Geologiska Institut*, 53:160-181.
- Carter, R.W., 1983. Coastal landforms as products of modern process variations, and their relevance in eustatic sea-level studies: examples from eastern Ireland. *Boreas*, 12: 167-182.
- Carter, R.W. and Orford, J.D., 1984. Coarse clastic barrier beaches: a discussion of the distinctive dynamic and morphosedimentary characteristics. In: Greenwood, B. and Davis, R.A. (Eds.): *Hydrodynamics and sedimentation in wave dominated coastal environments*. *Marine Geology*, 60: 377-389.
- Carter, R.W. and Orford, J.D., 1991. The sedimentary organisation and behaviour of drift-aligned gravel barriers. In: Kraus, N.C., Gingerich, K.J. and Kriebel, D.L. (Eds.): *Coastal Sediments '91: proceedings of a Special Conference on Quantitative Approaches to Coastal Processes 1*: 934-948. American Society of Civil Engineers, New York.
- Carter, R.W., Orford, J.D., Forbes, D.L. and Taylor, R.B., 1987. Gravel barriers, headlands, and lagoons: an evolutionary model. *Proceedings Coastal Sediments '87: 1776-1792*. American Society of Civil Engineers, New York.
- Carter, R.W., Forbes, D.L., Jennings, S.C., Orford, J.D., Taylor, R.B. and Shaw, J., 1989. Barrier lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples from Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88: 221-242.
- Chappell, J., 1974. *Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes*. *Geological Society of America Bulletin*, 85.
- Charles, C., Froelich, P., Zibello, M., Mortlock, R. and Morley, J., 1991. Biogenic opal in Southern Ocean sediments over the last 450,000 years: Implications for Quaternary surface water chemistry. *Palaeoceanography*, 6:697-728.
- Cionchi, J., 1983. Depósitos marinos cuaternarios de Bahía Bustamante, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2): 61-72. Buenos Aires.
- Cionchi, J., 1987. Las intrusiones marinas del Cuaternario Tardío en la Bahía Bustamante (Provincia del Chubut). *Actas Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina (UGS-UNESCO, Proyecto 61, Grupo de Trabajo Argentino)*.
- Clapperton, C.H., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science Publishers, 779 p. Netherlands.
- Clapperton, C.H., Sudgen, D., Kaufman, D. and McCulloch, R., 1995. The last glaciation in Central Magellan Strait, Southernmost Chile. *Quaternary Research*, 44: 133-148.
- Codignotto, J.O., 1969. Nota acerca de algunos aspectos geológicos de la costa patagónica comprendida entre Punta Loyola y el Cabo Vírgenes. *Servicio de Hidrografía Naval, Boletín 6 (3)*: 257-263. Armada Argentina, Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., 1983. Depósitos elevados y/o de acreción del Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguina patagónica. *Actas Simposio Oscilaciones del nivel del mar durante el Último hemisiciclo deglacial en la Argentina*: 12-26. Mar del Plata.
- Codignotto, J.O., 1984. Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno-Holoceno costanero entre los paralelos 53°30' Sur y 42°00' Sur, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 513-519. San Carlos de Bariloche.
- Codignotto, J.O., 1990. Evolución en el cuaternario alto del sector de costa y plataforma submarina entre Río Coig, Santa Cruz y Punta María, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 9-16. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O. y Malumán, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° Sur de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 44-88. Buenos Aires.
- Cook, C., 1945. *Geology of Florida*. Florida Geological Survey Bulletin, 29: 12-13, 245-248.
- Coronato, A.M., 1990. Definición y alcance de la última glaciación pleistocena (Glaciación Moat) en el Valle de Andorra, Tierra

- del Fuego. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 286-289. San Juan.
- Coronato, A.M., 1993. La Glaciación Moat (Pleistoceno superior) en los valles Pipo y Cañadón del Toro, Andes Fueguinos. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 6: 40-47. Mendoza.
- Coronato, A.M., 1995a. Geomorfología glacial de valles de los Andes Fueguinos y condicionantes físicos para la ocupación humana. Tesis Doctoral Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Buenos Aires, 318 p. (Inédito).
- Coronato, A.M., 1995b. The last Pleistocene Glaciation in tributary valleys of the Beagle Channel, Southernmost South America. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 9 (1993): 153-172. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Coronato, A., Salemme, M. and Rabassa, J., 1999a. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late glacial-Early Holocene, 14-8 ka B.P.). *Quaternary International*, 53/54: 77-92.
- Coronato, A., Meglioli, A. and Rabassa, J., 1999b. Extent and chronology of glaciations in Tierra del Fuego and Magellan Stratis, Southernmost South America. In: Jurgen Ehlers (Ed.): *World Atlas of Glaciations*, INQUA Work Group 5 (en prensa).
- Darwin, Ch., 1842. On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London*, 6: 415-431. Read 14 April 1841.
- Deevey, E.S., Gralenski, L.J. and Hoffrén, V., 1959. Yale natural radiocarbon measurements IV. *American Journal of Sciences Radiocarbon Supplement*, 1: 144-172.
- De Ferrariis, C., 1938. Observaciones en Tierra del Fuego (resumen). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 43-44.
- Doello Jurado, M., 1922. Note préliminaire sur les résultats géologiques de l'Expédition de l'Université de Buenos Aires à la Terre du Feu (1921). *Congrès Géologique International, Compte rendu 13° session*, 3: 1519-1520. Liege, Belgique.
- Fenton, E., 1921. Studies in the physiography and glacial geology of Southern Patagonia. *Scientific Proceedings, Royal Dublin Society*, 16 (19): 189-225.
- Ferrero, M.A., Vilas, F. y Arche, A., 1989. Resultados preliminares sobre la variación relativa del nivel del mar en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 2° Reunión del Cuaternario Ibérico*, 2. Madrid.
- Feruglio, E., 1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 3: 1-431. Ministerio de Industria y Comercio de La Nación. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J., 1965. Los rodados patagónicos en la meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 273-325. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Riggi, J., 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4): 430-443. Buenos Aires.
- Forbes, D., 1984. Coastal geomorphology and sediments of New Foundland. *Current Research part B, Geological Survey of Canada*, paper 84-1B, 11-24.
- Forbes, D.L. and Taylor, R.B., 1987. Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions. *Canadian Atlantic Coast*. In: Fitzgerald, D. and Rosen, P. (Eds.): *Glaciated Coasts*, p. 51-86. Academic Press, New York.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Galasso, M., 1999. Informe de pasantía, convenio CADIC-UBA, 20p. (Inédito). Ushuaia.
- González Bonorino, G. and Bujalesky, G.G., 1990. Spit growth under High-Energy wave climate on bay and ocean flanks, Tierra del Fuego, Southernmost Argentina. *International Symposium on 'Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes'* (IGCP 274): 35. La Plata, Argentina.
- Hays, J., Imbrie, J. and Shackleton, N., 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194: 1121-1132.
- Hodell, D., 1993. Late Pleistocene paleoceanography of the South Atlantic sector of the southern ocean: Ocean Drilling Program hole 704-A. *Paleoceanography*, 8: 47-67.
- Howard, W. and Prell, W., 1992. Late Quaternary surface circulation of the Southern Indian ocean and its relationship to orbital variability. *Paleoceanography*, 7: 43-45.
- Imbrie, J. and Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207: 943-953.
- Imbrie, J., Boyle, E., Clemens, S., Duffy, A., Howard, W., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Molfino, B., Morley, J., Peterson, L., Pisias, N., Prell, W., Raymo, M., Shackleton, N. and Toggweiler, J., 1993. On the structure and origin of major glacial cycles, 2: The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8: 699-735.
- Isla, F.I. y Bujalesky, G., 1995. Tendencias evolutivas y disponibilidad de sedimento en la interpretación de formas costeras: casos de estudio de la costa argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 2 (1-2): 75-89. Buenos Aires.
- Isla, F.I. and Bujalesky, G., 2000. Cannibalisation of Holocene gravel beach plains, northern Tierra del Fuego, Argentina. *Marine Geology* (in press).
- Isla, F. and Schnack, E., 1991. Submerged moraines offshore northern Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 9: 205-222. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Isla, F. and Selivanov, A., 1993. Radiocarbon contributions to the Quaternary eustatism of Buenos Aires, Chubut and Tierra del Fuego, Argentina. *Abstracts Taller Internacional El Cuaternario de Chile*: 47. Universidad de Chile, Santiago.
- Isla, F., Vilas, F., Bujalesky, G., Ferrero, M., González Bonorino, G. and Arche, A., 1991. Gravel drift and wind effects over the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del Fuego. *Marine Geology*, 97: 211-224.
- Keidel, J., 1917-1919. Über das patagonische Tafelland das patagonische Geröl und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischenn Andengebiet un Litoral. *Deutsch Wiss. Verein, Zeitschr. Bd (1917) p.219-45; 311-43; Bd (1918) p.53-59, 139-61; Bd (1919) p. 1-27.*
- Kennett, J., 1970. Pleistocene paleoclimates and foraminiferal biostratigraphy in subantarctic deep-sea cores. *Deep Sea Research*, 17: 125-140.
- Markgraf, V., 1980. New data on the late and postglacial vegetational history of 'La Misión', Tierra del Fuego, Argentina. *Proceedings of the 4° International Palynological Congress*, 3: 68-74. Lucknow, India (1976-1977).
- Mc Culloch, R. D. and Bentley, M.J., 1998. Late Glacial ice advances in the Strait of Magellan, southern Chile. *Quaternary Science Reviews* 17, 775-787.
- Meglioli, A., 1992. Glacial geology and chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile. Ph. D. Thesis Lehigh University, Bethlehem, U.S.A., 216 p. (Unpublished).
- Meglioli, A., Evenson, E., Zeitler, P. y Rabassa, J., 1990a. Cronología relativa absoluta de los depósitos glaciares de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 457-460. San Juan.
- Meglioli, A., Evenson, E. and Rabassa, J., 1990b. Multiple relative and absolute dating techniques applied to the glacial history of Tierra del Fuego. *Abstracts Geological Society of America, Northeastern Section Meeting*, Syracuse.
- Mercer, J., 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Morley, J., 1989. Variations in high-latitude oceanographic fronts in the southern Indian Ocean: an estimation based on faunal changes. *Palaeoceanography*, 4: 547-554.

- Mörner, N.A., 1991. Holocene sea level changes in the Tierra del Fuego region. *Boletín IG-USP, Special Publication*, 8: 133-151. Sao Paulo.
- Neumann, A. and Moore, W., 1975. Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas. *Quaternary Research*, 5:215-224.
- Nordenskjöld, O., 1898. Notes on Tierra del Fuego. An account of the Swedish Expedition of 1895-1897. *Scottish Geographical Magazine*, 12: 393-399. Edinburgh.
- Nordenskjöld, O., 1907. Über die posttertiären Ablagerungen der Magellanländer nebst einer Kurzen Übersicht ihrer tertiären Gebilde. *Wissenschaftliche Ergänzungshefte der Schwedischen Expedition nach den Magallenländern 1895-97*. Stockholm 1.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., Malumián, N. y Palamarczuk, S., 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 291-294. Salta.
- Oppo, D., Fairbanks, R. and Gordon, A., 1990. Late Pleistocene Southern Ocean  $d^{13}C$  variability. *Paleoceanography*, 5:43-54.
- Orford, J.D. and Carter, R.W., 1982. Crestal overtop and washover sedimentation on a fringing sandy gravel barrier coast, Carnsore Point, southeast Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 265-278.
- Orford, J.D. and Carter, R.W., 1984. Mechanisms to account for the longshore spacing of overwash throats on a coarse clastic barrier in southeast Ireland. *Marine Geology*, 56: 207-226.
- Orford, J.D., Carter, R.W. and Forbes, D.L., 1990. Gravel migration and sea level rise: some observations from Story Head, Nova Scotia, Canada. *Journal of Coastal Research*, 7 (2): 477-488.
- Ortlieb, L., Diaz, A. and Guzman, N., 1996. A warm interglacial episode during oxygen isotope stage 11 in Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 15:857-871.
- Porter, S.C., 1989. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the Strait of Magellan. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula*, 7: 35-49. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Porter, S., Stuiver, M. and Heusser, C.J., 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, Southernmost South America. *Quaternary Research*, 22: 59-67.
- Rabassa, J. and Clapperton, C.H., 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 153-174.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C. y Coronato, A., 1988. Estructura interna de drumlins, Isla Gable, Canal Beagle, Tierra del Fuego. *Actas 2° Reunión Argentina de Sedimentología*: 222-226. Buenos Aires.
- Rabassa, J., Heusser, C.J. and Rutter, N., 1989. Late Glacial and Holocene of Argentina, Tierra del Fuego. *Quaternary of South America & Antarctic Peninsula* 7:327-351. A.A.Balkema, Rotterdam.
- Rabassa, J., Serrat, D., Marti, C. y Coronato, A., 1990. El Tardiglacial en el Canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 290-293. San Juan.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato, A., Gordillo, S., Roig, C. and Salemme, M., 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 81*: 241-256. Sweden.
- Rabassa, J., Coronato, A. and Roig, C., 1996. The peat bogs of Tierra del Fuego, Argentina. In: Lappalainen, E. (Ed.): *Global Peat Resources*, pp. 261-266. International Peat Society, Geological Survey of Finland.
- Ruddiman, W. and Mc Intyre, A., 1976. Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years. In: Cline, R. and Hays, J. (Eds.): *Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleoclimatology*, pp. 111-146. Geological Society of America Memoir, 145: 111-146.
- Ruddiman, W., Mc Intyre, A. and Raymo, M., 1986. Paleoenvironmental results from north Atlantic sites 607 and 609. *Ocean Drilling Program Scientific Results, Proceedings*, 94:855-878.
- Ruddiman, W., Raymo, M., Martinson, D., Clement, B. and Backman, J., 1989. Pleistocene evolution of northern hemisphere climate. *Paleoceanography*, 4: 353-412.
- Russo, A., Flores, M.A. y Di Benedetto, H., 1980. Patagonia Austral Extra Andina. En: 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 1431-1462. Academia Nacional del Ciencias, Córdoba.
- Rutter, N., Schnack, E., del Río, J., Fasano, J., Isla, F. and Radtke, U., 1989. Correlation and dating of Quaternary littoral zones along the Patagonian coast, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 8:213-234.
- Schellmann, G., 1998. *Jungkänozoische Landschaftsgeschichte Patagoniens (Argentinien)*. Essener Geographische Arbeiten, 29. Klartext, 216 p., Essen.
- Shackleton, N., 1987. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, E., Denton, G., Partridge, T. and Burckle, L. (Eds.): *Paleoclimate and evolution with emphasis on Human origins*, 17, pp. 242-248.
- Shackleton, N., 1995. New data on the evolution of Pliocene climatic variability. In: Vrba, S., Denton, G., Partridge, T. and Burckle, L. (Eds.): *Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human Origins*, pp. 242-248. Yale University Press.
- Shackleton, N. and Matthews, K., 1977. Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados. *Nature*, 268: 618-620.
- Shackleton, N. and Opdyke, N., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Stirling, Ch., Esat, T., Lambeck, M. and Mc Cullock, M., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 3-4.
- Taylor, R.B., Carter, R.W., Forbes, D.L. and Orford, J.D., 1986. Beach Sedimentation in Ireland: contrasts and similarities with Atlantic Canada. *Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A*: 55-64.
- Ton-That, T., Singer, B., Rabassa, J. y Möerner, N., 1999. Datación por el método  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de lavas basálticas y geología del Cenozoico Superior en la región del Lago Buenos Aires, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352. Buenos Aires.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Bujalesky, G., Isla, F. y González Bonorino, G., 1987. Esquema evolutivo de la sedimentación reciente en la Bahía San Sebastián, Tierra del Fuego, Argentina. *Thalassas*, 5 (1): 33-36.
- Ward, W., 1985. Correlation of east Australian Pleistocene shorelines with deep sea cores stages: a basis for a coastal chronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96:1156-1166.

**Recibido:** 1 de noviembre, 1999

**Aceptado:** 31 de octubre, 2000

# El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina

Nora RUBINSTEIN<sup>1</sup>, Orquídea MORELLO<sup>2</sup> y José BURGOS<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires  
E-mail: nora@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Unidad de Actividad de Geología, Av. del Libertador 8250, 1429 Buenos Aires  
E-mail: morello@cnea.gov.ar

<sup>3</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Departamento Regional Noroeste, Av. Bolivia 4650, 4400 Salta

**RESUMEN.** El depósito de uranio Las Termas es parte de un sistema tipo greisen abierto rico en fluor emplazado en brechas cataclásticas desarrolladas en rocas del basamento metamórfico de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca, Argentina. Éste está genéticamente vinculado a la fase granosa del Granito Los Ratonos que es un granito altamente evolucionado de ambiente postorogénico. Sobre la base de estudios petrográficos y mineralógicos se sugiere la evolución de los fluidos mineralizantes durante los procesos de alteración hidrotermal. Durante el estadio tardío magmático-hidrotermal fluidos con alta  $a_K$ , produjeron alteración potásica. Luego, en el estadio postmagmático, un aumento de la  $a_{H_2O}$  y  $a_{F_2}$  dio lugar a la greisenización que produjo la liberación del U de los minerales accesorios del granito. Esto fue seguido por un segundo estadio de metasomatismo potásico que produjo microclinización. Por último, un mayor metasomatismo de H<sup>+</sup>, causado por un aumento de la participación de las aguas meteóricas en el sistema hidrotermal, dio lugar a los procesos de postgreisenización. Se identificó la siguiente secuencia mineral, indicativa de una disminución progresiva de la  $fO_2$  durante la evolución de los fluidos mineralizantes: casiterita-wolframita; pitchblenda-pirita; calcopirita-pirrotina-melnikovita-galena-esfalerita-electrum. Análisis químicos de muestras mineralizadas indican que los contenidos de U varían entre 0,1 y 9,2 ‰ U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> con algunas muestras de interés económico. También se detectaron cantidades significativas de Mo y Au y anomalías de Pb, Zn, Cu y Ag.

**Palabras clave:** Yacimiento de uranio, Greisen, Provincia de Catamarca, Argentina

**ABSTRACT.** *Las Termas uranium deposit, Catamarca, Argentina.* Las Termas uranium deposit is part of a F-rich open greisen system, hosted by cataclastic breccias developed in the metamorphosed basement rocks of Sierra de Fiambalá, province of Catamarca, Argentina. It is genetically related to the granular facies of Los Ratonos Granite, a highly evolved granite from a post-orogenic tectonic setting. Petrographical and mineralogical studies are used to determine the evolution of mineralizing fluids during the hydrothermal alteration processes. Hence, during the late-magmatic - hydrothermal stage, high  $a_K$  fluids lead to potassic alteration. Then, in the post-magmatic stage, an increase of  $a_{H_2O}$  and  $a_{F_2}$  led to greisenization that produced U liberation from the granite accessory minerals. It was followed by a second stage of K-metasomatism that produced microclinization. Finally, higher H<sup>+</sup> metasomatism, caused by an increase of meteoric water influx into the hydrothermal system, led to post-greisenization processes. The following mineral sequence, indicative of progressive decrease in  $fO_2$  during the evolution of the mineralising fluids, has been identified: cassiterite-wolframite, pitchblende-pyrite, chalcopyrite-pyrrhotite-melnikovite-galena-sphalerite-electrum. Chemical analyses of mineralised samples show that U contents range from 0.1 to 9.2 ‰ U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> with several samples of economic interest. Significant amounts of Mo and Au, and anomalies of Pb, Zn, Cu and Ag were also detected.

**Key words:** U deposit, Greisen, Province of Catamarca, Argentina

## Introducción

El yacimiento de uranio Las Termas se encuentra en la provincia de Catamarca, en el flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Sierras Pampeanas Septentrionales (Fig. 1). La sierra de Fiambalá está formada por un basamento corrido en bloque a través de fallas inversas de alto ángulo, por encima de conglomerados terciarios (González Bonorino 1950). Este basamento está compuesto por una secuencia de rocas metasedimentarias precámbricas que incluye esquistos, gneises (que llegan a facies granulita), rocas calcosilicáticas y migmatitas (González Bonorino 1972; Villar *et al.* 1978), la que a su vez está in-

truida por granitos presincinemáticos cámbricos (Ortoigneis La Puntilla, Penck 1920 y González Bonorino 1972). Esta secuencia fue afectada por metamorfismo y magmatismo durante el ciclo de deformación Cámbrico tardío-Ordovícico tardío (Page *et al.* 1992). En el Ordovícico temprano, durante el pico de metamorfismo regional, tuvo lugar la intrusión de rocas básicas cuyo cuerpo principal es el Gabro de Fiambalá (Page *et al.* 1992). Durante el Carbonífero se intruyó un conjunto de cuerpos graníticos epizónales postcinemáticos, principalmente de composición granítica que grada a cuarzo-monzodiorítica (Grissom *et al.* 1991; Page *et al.* 1992), denominados Los Ratonos, Cuestanzune y La Florida.

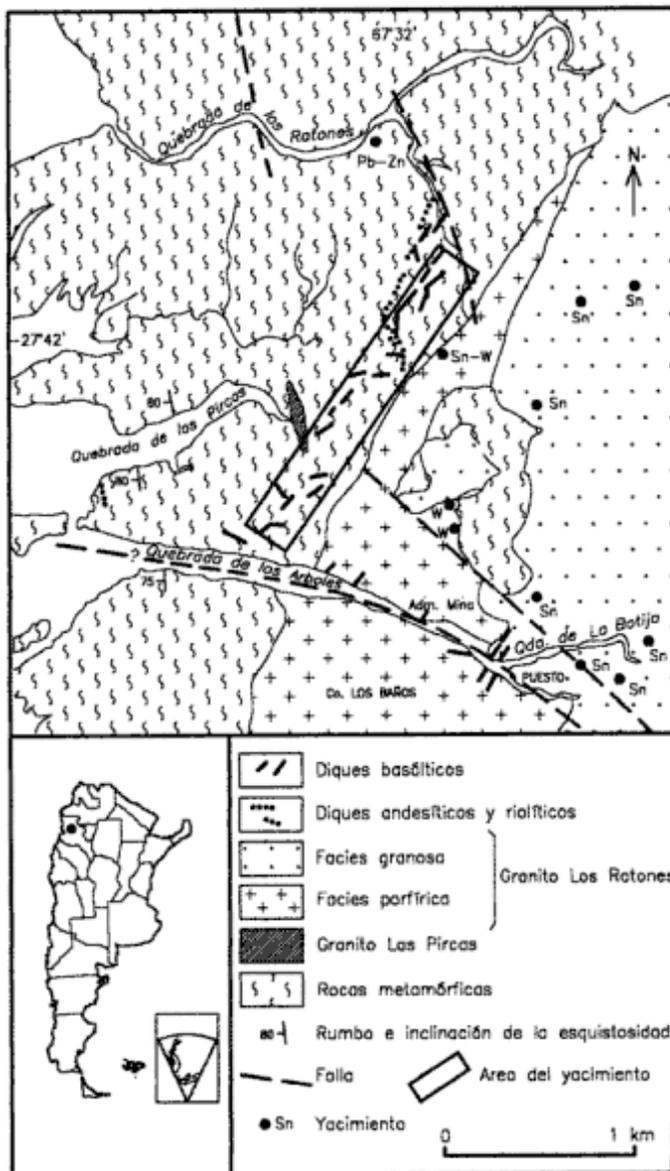


Figura 1: Mapa geológico del área (modificado de Arrospide 1985).

El objetivo del presente trabajo es establecer, sobre la base de estudios mineralógicos, petrológicos y geoquímicos de la mena y las alteraciones asociadas, el origen y la evolución del sistema hidrotermal que generó el yacimiento de uranio Las Termas.

## Geología del área

El basamento de la región está compuesto por una secuencia de esquistos cuarzosos, esquistos cuarzo-micáceos de biotita y muscovita (a veces portadores de grafito), cuarcitas y gneises biotíticos, con intercalaciones de anfibolitas de tremolita-actinolita. Próximo al contacto occidental con el granito Los Ratonos afloran fajas de gneises y esquistos miloníticos

que alcanzan varios metros de potencia (Neugebauer y Miller 1993) a las que se superponen brechas cataclásticas. Intercalado en las rocas metamórficas, con contactos netos y siguiendo la esquistosidad, aflora el granito Las Pircas (Fig. 1), leucogranito porfiroblástico de dos micas, con microclino, granate y topacio y foliación milonítica dada por la variación del tamaño de grano y la presencia de *ribbon quartz*. Sus características estructurales y petrológicas sugieren que se trata de un granito sintectónico del Ordovícico temprano ( $G_2$  syn  $D_2$ , Rapela *et al.* 1992).

El granito Los Ratonos intruye al basamento con contactos netos y discordantes, desarrollando una aureola de metamorfismo de contacto con una paragénesis de feldespato potásico-cuarzo-biotita a la que se suma cordierita en las proximidades del granito. En éste se reconocen dos facies, una porfírica y otra granosa (Fig. 1). La porfírica está compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol en una pasta cuarzo-feldespática y contiene xenolitos de pórfiros graníticos, esquistos cuarzo-micáceos, andesitas y dioritas. La facies granosa, de grano fino a grueso, está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y anfíbol, con escasos xenolitos de tonalitas. Presenta cristales bipiramidales de cuarzo, intercrecimientos gráficos, evidencias de cataclasis (desplazamiento a lo largo de los clivajes de los feldespatos, láminas de Böhem y cuarzo fragmentado) y albita en cristales discretos con distribución intersticial (ocasionalmente controlada por el desplazamiento a favor de los clivajes de los feldespatos). Dataciones por el método U-Pb en monacita y circón del Granito Los Ratonos arrojaron una edad mínima de 335 Ma (Grisson 1991).

Diques riolíticos y aplíticos intruyen al granito y ocasionalmente a las rocas metamórficas, en tanto que diques de composición andesítica intruyen exclusivamente a las metamorfitas.

Diques de basaltos alcalinos postcarboníferos intruyen toda la secuencia con acimut  $40^\circ$  y  $90^\circ$  e inclinación  $70^\circ N$  (Morello y Rubinstein 1998; Morello y Rubinstein 2000). Tienen textura granosa a porfírica, incipiente propilitización y están compuestos por plagioclasa, augita, kaersutita, forsterita, Fe-espinelos, biotita, analcima y apatita accesorias.

## Yacimiento Las Termas

El yacimiento de uranio Las Termas (Figs. 1 y 2), prospectado en superficie por la Comisión Nacional de Energía Atómica (Guidi *et al.* 1990; Burgos *et al.* 1992), se encuentra dentro de un distrito minero de yacimientos de Sn, W, (Pb y Zn) de baja ley clasificados como sistemas tipo greisen (Arrospide 1985).

La mineralización de uranio se aloja en brechas

cataclásticas sobrepuestas a las rocas miloníticas, conformando cuerpos mineralizados discontinuos que individualmente alcanzan 150 m de corrida y potencias de hasta 20 metros. Estos cuerpos tienen rumbo principal N 180° y subordinado N 30° e inclinación 55°E y ESE, una diferencia de cota máxima de 25 m y se distribuyen en un área de 1.800 m de largo por 250 m de ancho (Figs. 1 y 2) con una

diferencia de cota máxima reconocida entre los cuerpos mineralizados de 150 metros. Burgos (1996) sugiere que la distribución de la mineralización fue controlada primariamente por una megaestructura de cizalla regional de rumbo N 135°-140°.

### Mineralización

En el área del yacimiento (Fig. 1), la mineralización de las brechas cataclásticas está compuesta principalmente por pirita y pechblenda a las que se asocian calcopirita, pirrotina, melnikovita, galena, esfalerita, electrum y escasas casiterita y wolframita. La pirita aparece maciza acompañada de pechblenda en las brechas y formando orlas de hasta 2 m de espesor en la roca de caja adyacente. También se observan bandas de pirita en las metamorfitas. La paragénesis de sulfuros y electrum se encuentra en las brechas cataclásticas con o sin presencia de mineral primario de uranio. La casiterita y la wolframita ocurren, principalmente, en venas de muscovita-zinnwaldita-cuarzo y muy raramente en las brechas mineralizadas con uranio.

Análisis por uranio de las brechas cataclásticas (Cuadro 1) indican que los contenidos oscilan entre 0,1 y 9,2 ‰  $U_3O_8$ , con algunos valores económicamente significativos (Dahlkamp 1989). Perfiles radimétricos muestran que el uranio se hospeda principalmente en la matriz de las cataclasitas. También se observan contenidos altos de Cu, Pb, Zn, Mo y Ag (Cuadro 2), siendo significativamente elevados los valores de Mo. En algunas muestras se detectan valores anómalos de Au que oscilan entre 0,1 y 0,3 ppm y ocasionalmente llegan a 0,8 ppm.

Por otra parte, en la facies granosa del granito Los Ratones, fuera del área del prospecto uranífero, la mineralización está compuesta por casiterita, wolframita, pirita, calcopirita, galena y esfalerita y constituye venas y en menor proporción brechas hidrotermales, con rumbos principales N 180° y N 285°. La casiterita y en menor proporción la wolframita, son muy abundantes y se hospedan en las venas de muscovita-zinnwaldita-cuarzo; los sulfuros (pirita, calcopirita, galena y esfalerita) son más escasos y aparecen en las brechas hidrotermales.

Sobre la base de las relaciones texturales y de campo se establece la siguiente secuencia paragenética para la mineralización: casiterita-wolframita; pechblenda-pirita; calcopirita-pirrotina-melnikovita-galena-esfalerita-electrum (Morello *et al.* 1996).

### Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal afecta tanto a la roca de caja metamórfica, en donde se hospeda la minerali-

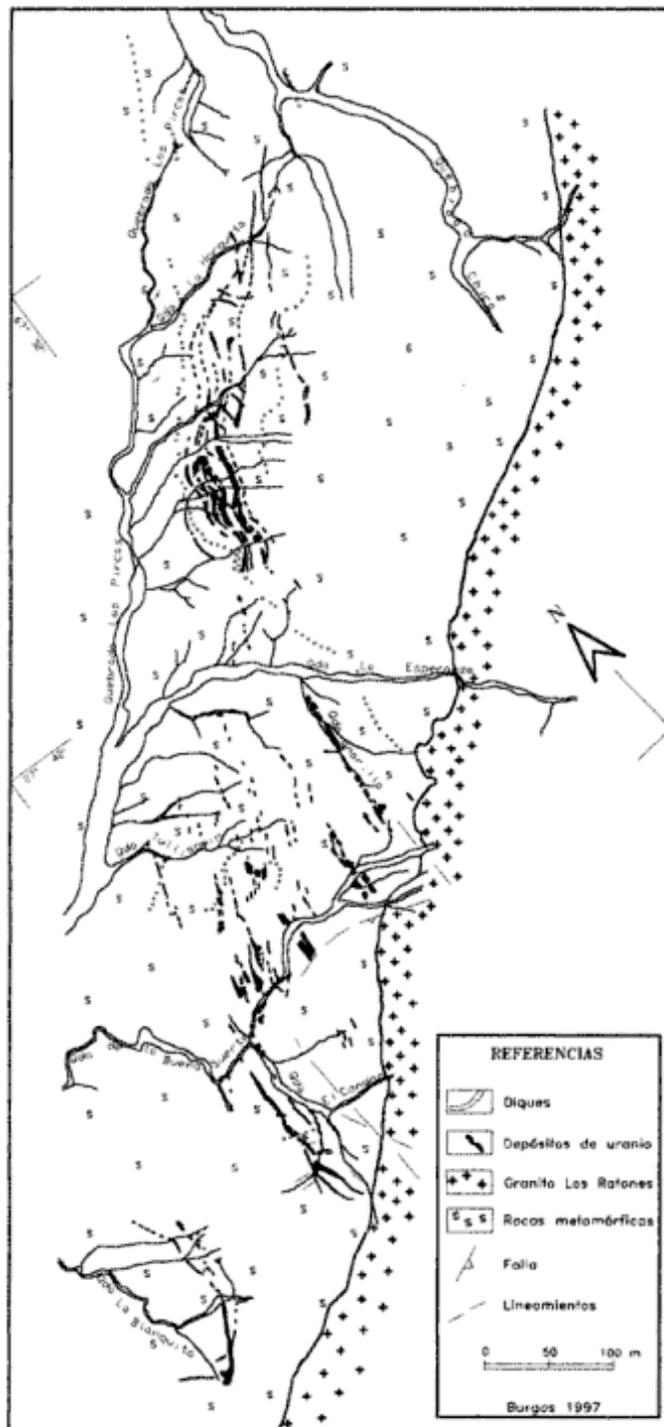


Figura 2: Mapa de la mineralización.

**Cuadro 1:** Contenidos de uranio de las brechas cataclásticas, obtenidos por espectrometría de absorción atómica (muestras de trinchera divididas en diferentes fracciones).

Trinchera	Fracción (m)	% U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	Ubicación
32	0-0,8	0,08	Quebrada La Esperanza
	0,8-1,8	6,1	
	1,8-2,2	0,48	
28	0-0,4	N.D.	Quebrada del Medio
	0,4-1,2	0,21	
	1,2-2,6	0,38	
	2,6-3,0	0,55	
	3,0-3,4	0,27	
26	0-0,8	0,38	Quebrada del Medio
	0,8-1,6	2,29	
	1,6-2,4	0,31	
	2,4-2,8	0,21	
	2,8-3,4	0,42	
9	0-0,6	0,37	Quebrada La Sombra
	0,6-2,0	0,14	
	2,0-3,2	0,16	
	3,2-3,8	0,82	
	3,8-4,4	0,26	
	4,4-5,2	0,09	
12	0-0,4	0,56	Quebrada del Medio
	0,4-1,1	0,2	
	1,1-1,9	0,9	
	1,9-2,7	0,29	
	2,7-3,7	0,61	
10	0-0,6	0,61	Quebrada Angosta
	0,6-1,2	0,71	
	1,2-2,2	1,7	
	2,2-2,8	0,09	
	2,8-3,4	N.D.	
	3,4-5,8	0,85	
8	0-0,8	0,4	Quebrada La Cumbre Sur
	0,8-2,0	0,42	
	2,0-3,0	0,16	
	3,0-3,8	1,23	
	3,8-5,4	0,32	
6	0-0,8	0,32	Quebrada Oreja de Ratón Sur
	0,8-1,6	1,45	
	1,6-2,6	0,18	
	2,6-4,0	0,45	
17	0-0,8	0,24	Quebrada Oreja de Ratón Sur
	0,8-1,8	1,43	
	1,8-2,2	2,29	
	2,2-3,8	0,19	
	3,8-4,8	1,36	
	4,8-5,6	0,22	
5	0-0,4	0,08	Quebrada Grande Sur
	0,4-0,8	0,05	
	0,8-1,2	0,52	
	1,2-1,55	0,76	
	1,55-1,75	9,4	
	1,75-2,1	0,27	
	2,1-3,2	N.D.	
	3,2-3,8	0,19	

zación de uranio, como al granito Los Ratones. En base a las relaciones texturales existentes entre los minerales de alteración reconocidos, se estableció la siguiente secuencia de asociaciones hidrotermales:

1. *Alteración potásica:* se encuentra bien desarrollada en el granito y poco desarrollada en la roca de caja donde se sobrepone a la aureola metamórfica.

**Cuadro 2:** Contenidos de elementos metálicos (expresados en ppm) de las brechas cataclásticas, analizados por espectroscopía de absorción atómica (muestras de trinchera divididas en diferentes fracciones).

Muestra	Fracción (m)	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag
Trinchera 17	0-2	140	50	170	151	0,8
	2-4	70	70	140	116	1
	4-6	90	70	200	<5	0,4
	6-8	235	90	56	14	0,4
Trinchera 10	8-10	60	55	190	<5	0,6
	0-2	135	20	140	128	0,6
	2-4	120	20	170	125	0,6
	4-6	125	20	120	178	0,8
	6-8	160	30	77	127	0,6

Está caracterizada por la presencia de feldespato potásico secundario (microclino) y/o biotita, y se da en forma penetrativa y en venas. En las brechas cataclásticas predomina la biotitización mientras que la feldespatización está subordinada y aparece como reemplazo de la matriz o formando megacristales secundarios. En el granito, especialmente en la facies granosa, prevalece la feldespatización en tanto que la biotitización es escasa y reemplaza parcialmente a la biotita primaria y en ocasiones al feldespato.

En el granito se observan bolsones de feldespatización intensa que originan una roca porosa -como resultado de la disolución del cuarzo- casi completamente formada por feldespato alcalino y con sus poros parcialmente rellenos por cuarzo secundario.

2. *Greisenización:* es la principal asociación de alteración hidrotermal; está muy distribuida y se da con intensidad moderada tanto en el granito como en el basamento metamórfico. Llega a ser intensa en las venas y, esporádicamente, en las brechas cataclásticas mineralizadas y en la aureola de contacto. Ocurre en forma penetrativa y en venas, con una paragénesis de muscovita-zinnwaldita-fluorita-topacio-cuarzo, que comprende a su vez tres subasociaciones: a) muscovita-zinnwaldita-fluorita-topacio-cuarzo, b) muscovita y c) fluorita-sflice.

En la facies porfírica la greisenización se da principalmente en las salbandas de las vetas mineralizadas con la asociación zinnwaldita-cuarzo-fluorita y en forma penetrativa, especialmente en las proximidades del contacto con la facies granosa, con la paragénesis sericita-fluorita-topacio-cuarzo en la que el topacio aparece parcial a completamente sericitizado. En la facies granosa la greisenización tiene mayor intensidad que en la porfírica y se caracteriza por la asociación sericita-fluorita-topacio-mica castaño clara-cuarzo ( $\pm$  apatita) con una fase posterior de muscovitización que genera grandes láminas de muscovita. En los sectores donde la greisenización es más intensa se observa que la fluorita engloba y destruye parcial a completamente los minerales accesorios radiactivos. En las rocas metamórficas la asociación

está dada por sericita-fluorita-topacio-mica castaño clara-cuarzo. Tanto en el granito como en el basamento son muy abundantes las venas de fluorita tardía, por lo general con sílice asociada.

3. *Microclinización*: sólo se da en la facies granosa y con desarrollo muy localizado, produciendo un ligero enblanqueamiento de la roca. Se presenta como parches de microclino fresco, generados a expensas del feldespato potásico.

4. *Alteración sericítico-arcillosa*: esta alteración, de poca intensidad pero bien distribuida en el área estudiada, afecta tanto a la caja metamórfica como al granito porfírico. Ocurre principalmente en forma penetrativa y en menor proporción en venas, y se superpone a las anteriores asociaciones de alteración. Está caracterizada por la presencia de sericita-arcilla, abundante apatita, frecuente clorita y escaso epidoto.

Un episodio final de carbonatación, de poco desarrollo, produce venas de calcita superpuestas a la alteración sericítico-arcillosa.

La silicificación tuvo lugar durante todo el proceso hidrotermal a través de diferentes sistemas de venas y ocasionalmente en forma penetrativa; las venas más potentes, que alcanzan hasta 50 cm, siguen la dirección de las brechas cataclásticas mineralizadas.

### Alteración supergénica

Los minerales de oxidación más comunes son las limonitas que aparecen por lo general como impregnaciones y en menor proporción como reemplazo pseudomórfico de los minerales de mena. Sin embargo la asociación supergénica está caracterizada por diferentes especies de sulfatos. El yeso, que es el más abundante, aparece frecuentemente asociado con jarosita y en menor proporción con natrojarosita y otros sulfatos como creedita  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SO}_4)(\text{FOH})_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , slavikita  $\text{NaMg}_2\text{Fe}_5^{+3}(\text{SO}_4)_7 \cdot (\text{OH})_6 \cdot 33\text{H}_2\text{O}$  y kalinita  $\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ . También se observa escaso azufre nativo.

Por otra parte también es abundante la malaquita a la que acompañan escasa azurita y relictos de covelina. Se reconocen además escasa paratacamita  $\text{Cu}_2^{2+}\text{Cl}(\text{OH})$  y muy escasa melanothallita  $\text{Cu}_2\text{OCl}_2$ . Las arcillas son escasas y ubicuas.

Los minerales supergénicos de uranio se distribuyen según sus rangos de solubilidad. Es muy común la presencia de «gummitas» amarillo anaranjadas y de óxidos y silicatos de uranio pseudomórficos de pechblenda. Se identifican los óxidos fourmarierita  $\text{PbU}_4^{+6}\text{O}_{13} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , masuyita  $\text{Pb}_3\text{U}_8^{+6}\text{O}_{27} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  y wölsendorfito  $(\text{Pb,Ca})\text{U}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; los silicatos boltwoodita  $\text{HK}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4 \cdot 11/2\text{H}_2\text{O}$ , coffinita  $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$ ,

kasolita  $\text{Pb}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , sklodowskita  $(\text{H}_3\text{O})_2\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , uranofano y beta-uranofano  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2[\text{SiO}_3(\text{OH})]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , y los fosfatos autunita  $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10-12\text{H}_2\text{O}$ , chernikovita  $(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , coconinoíta  $\text{Fe}_2^{+3}\text{Al}_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ , metatorbernita  $\text{Cu}^{+2}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , meta-uranocircita  $\text{Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ , furcalita  $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)_3\text{O}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  y saleeíta  $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (Saulnier y Greco 1988; Morello 1990).

### Geoquímica del granito Los Ratones

Ambas facies del granito Los Ratones corresponden, de acuerdo al contenido de elementos mayoritarios (Cuadro 3), a granitos metaluminosos de alto K. En la facies porfírica (31 y 18G) la incipiente greisenización produce un ligero empobrecimiento en Fe, Ca, Mg y Ba, en tanto que en la facies granosa (16 y 20), más diferenciada, el grado más avanzado de greisenización da lugar a un marcado empobrecimiento en esos elementos. La muestra de dique (18A) es composicionalmente similar a la facies granosa, aunque con menor grado de diferenciación.

A partir del diagrama de elementos traza (Fig. 3a) puede inferirse que ambas facies presentan características geoquímicas diferentes. La facies porfírica muestra un empobrecimiento en Nb y Ta y en las trazas pesadas, típico de granitoides de ambiente de subducción, en tanto que la facies granosa (y el dique) tienen un enriquecimiento en Ta y en menor proporción en Nb respecto de aquélla, lo que indicaría una tendencia alcalina (Pearce *et al.* 1984) que caracteriza a los granitoides postorogénicos. Por otra parte también poseen diferencias en las fases accesorias fraccionadas, ya que si bien ambas están empobrecidas en P y Ti sólo la facies granosa muestra empobrecimiento en Zr. Respecto de las tierras raras (Fig. 3b) se observa un empobrecimiento en Eu que, unido al de Sr, indican fraccionamiento de plagioclasa (Henderson 1984) que es menor en las rocas menos diferenciadas. También aquí se distinguen claramente dos grupos: mientras que la facies porfírica tiene un diseño análogo al de rocas calcoalcalinas, la facies granosa muestra un enriquecimiento relativo en tierras raras pesadas resultando un diseño similar al de los granitos altamente evolucionados provenientes de fundidos graníticos ricos en fluor (Taylor y Fryer 1984).

Comparando los tenores de elementos metálicos con los de un granito promedio (Pirajno 1992) se observa que los valores de Mo son normales en ambas facies. El Zn presenta valores normales en el dique y en la facies granosa, en tanto que la porfírica está moderadamente enriquecida. El Pb y el Bi evidencian un moderado enriquecimiento en ambas

**Cuadro 3:** Composición química de elementos mayoritarios (expresados en % en peso) y trazas y tierras raras (expresados en ppm) del granito Los Ratones, obtenidos por espectroscopía de absorción atómica e inducción por plasma (muestras 16 y 20 facies granosa; muestras 31 y 18G facies porfírica; muestra 18A dique).

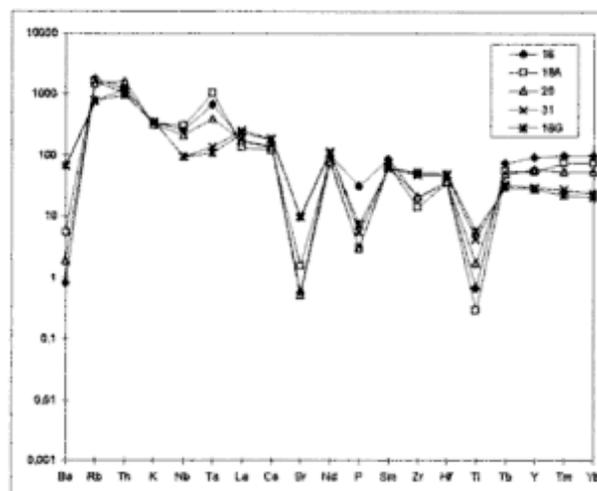
	16	18A	20	31	18G
SiO <sub>2</sub>	75,66	74	77,91	71,49	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	15,58	12,09	14,75	14,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,07	0,17	0,66	0,88
FeO	1	0,49	1,1	1,59	2,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,5	0,05	0,05	0,09	0,12
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	0,18	0,43	0,58
CaO	0,43	0,42	0,52	1,08	0,91
MgO	0,03	0,04	0,03	0,35	0,46
Na <sub>2</sub> O	3,91	4,18	3,1	3,23	3,1
K <sub>2</sub> O	4,82	4,69	4,46	4,94	5,06
MnO	0,01	0,01	0,01	0,04	0,05
CO <sub>2</sub>	0,22	0,1	0,1	0,2	0,24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,13	0,07	0,22	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,36	0,27	0,26	0,92	0,89
V	<5	<5	<5	16	24
Co	165	138	81	96	58
Ni	<10	<10	<10	12	42
Zn	47	35	38	93	71
Ga	36	35	28	26	23
Ge	3,9	3,7	3,5	2	2,1
Rb	612	549	521	266	270
Sr	6,57	18,6	6,13	114	111
Y	184	104	114	58	55
Zr	136	95	142	313	348
Nb	89	104	73	33	32
Mo	1,8	1	2,7	2,1	1,7
Sn	11	4,5	15	19	6,9
Cs	11	4,6	11	4,2	10
Ba	5,7	37	13	446	454
La	55,5	43,4	54,5	80,8	74,2
Ce	119	102	114	157	154
Pr	13,67	11,97	11,6	17,49	16,5
Nd	60,7	49,2	47,7	70,7	65,4
Sm	17	13	12,8	12	12,2
Eu	0,057	0,13	0,107	1,149	1,444
Gd	16,2	12,4	11,7	12,2	12
Tb	3,78	2,77	2,42	1,69	1,54
Dy	25,6	18,2	17,6	9,85	9,15
Ho	5,07	3,75	3,54	1,97	1,91
Er	17,2	13,2	10,4	6,2	5,55
Tm	3,279	2,5	1,77	0,911	0,736
Yb	21,4	16	11,5	5,09	4,51
Lu	3,032	2,383	1,67	0,759	0,74
Hf	7,2	6,9	7,2	9,3	9,5
Ta	13,5	20,7	7,8	2,69	2,16
W	877	723	517	503	341
Tl	5,49	3,76	4,52	3	1,99
Pb	37	21	35	45	20
Bi	0,36	0,08	4,43	0,26	0,07
Th	50,9	42,5	66,9	49,5	40
U	21,9	10,5	16,4	7,81	7,02

facies aunque con un comportamiento errático. El Sn tiene un muy marcado enriquecimiento en ambos casos, llegando a superar en veinte veces el valor promedio. El Th alcanza valores que superan en 2,5 a 4 veces los valores normales. En el granito porfírico el uranio prácticamente duplica los contenidos promedio, en tanto que en la facies granosa este factor está entre 4 y 5. La relación Th/U, que para un

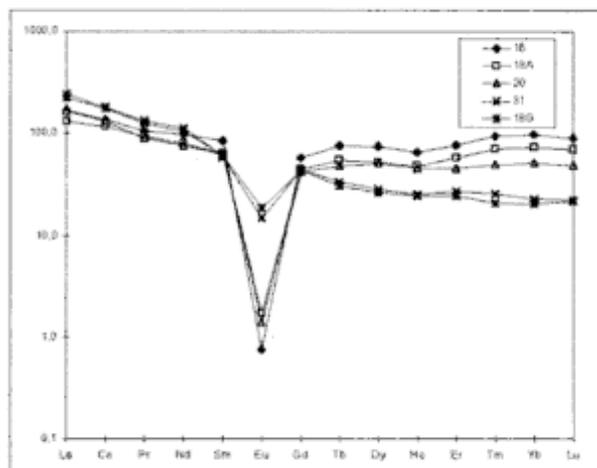
granito normal es aproximadamente 4, es de alrededor de 6 en la facies porfírica y de 4 y 2,3 en la granosa.

## Discusión

En base a las asociaciones y distribución de la alteración hidrotermal, las paragénesis de mena y la estructura de la mineralización, puede decirse que el yacimiento de uranio Las Termas forma parte de un sistema tipo greisen abierto rico en fluor (Pirajno 1992) genéticamente vinculado al Granito Los Ratones, en el cual la secuencia de paragénesis de alteración es la típica para este tipo de depósitos (Pollard 1983). Por otra parte la textura y composición del Granito Los Ratones y las facies volcánicas asociadas sugieren el ascenso del área durante el



a



b

**Figura 3:** Diagrama de elementos traza (a) normalizados con los condritos de Thompson *et al.* (1984) y de tierras raras (b) normalizado con los condritos de Sun (1980) para ambas facies del granito Los Ratones.

magmatismo, su evolución hacia términos más diferenciados y un cambio de un ambiente de subducción (facies porfírica) a uno postorogénico en el cual, fundidos graníticos ricos en fluor, habrían dado lugar a un granito altamente evolucionado (facies granosa). Si bien ambas facies muestran fuertes anomalías de Th y U, la facies granosa presenta mayores contenidos de U y relaciones Th/U menores lo que indica mayor fertilidad, permitiendo sugerir que ésta fue la principal fuente del U.

El proceso de alteración-mineralización se habría iniciado en el estadio tardío magmático - hidrotermal de la facies granosa durante el cual, soluciones de elevada  $a_{K^+}$ , habría dado lugar a un metasomatismo alcalino que generó alteración potásica. Durante el estadio postmagmático, un proceso de ebullición que, de acuerdo al estudio de inclusiones fluidas (Bengochea *et al.* 1996), habría sido a temperaturas entre 390° y 410°C a presiones de 250 bares, habría permitido la separación de una fase vapor de elevada  $a_{H_2O}$  y  $a_{F^-}$  que depositó topacio y cuya posterior neutralización, enfriamiento y condensación (Burt 1981) dio lugar a la formación de muscovita en parte a expensas de aquél. La greisenización, y especialmente la  $a_{F^-}$ , habrían producido la destrucción de los accesos radiactivos y por lo tanto la liberación del U que posteriormente se depositó, favorecido por la estructura y probablemente por la presencia de C que generó un ambiente reductor, en las rocas de caja metamórficas. Posteriormente, la recirculación y recalentamiento de los fluidos (Burt 1981) habría generado una segunda fase de metasomatismo potásico que produjo un proceso de microclivación espacialmente restringido. Por último, procesos de postgreisenización, atribuidos al aumento de la participación de aguas meteóricas dentro del sistema hidrotermal (Pirajno 1992), dieron lugar a una alteración serfítico-arcillosa y posterior carbonatización. Por otra parte, la secuencia paragenética integrada por casiterita-wolframita; pechblenda-pirita; calcopirita-pirrotina-melnikovita-galena-esfalerita-electrum, sugiere un decrecimiento progresivo de la  $f_{O_2}$  de las soluciones mineralizantes.

## Conclusiones

El yacimiento de uranio Las Termas forma parte de un sistema tipo greisen abierto rico en fluor, genéticamente vinculado a un granito altamente evolucionado de ambiente postorogénico.

El proceso de alteración-mineralización se habría iniciado con un metasomatismo potásico seguido de una greisenización que habría permitido la liberación del U de los accesos radiactivos, el cual posteriormente se depositó, favorecido por la estructura

y las condiciones geoquímicas, en las rocas de caja metamórficas. Alcanza contenidos entre 0,1 y 9,2 ‰  $U_3O_8$ , con algunos valores económicamente significativos, a los que acompañan altos contenidos de Cu, Pb, Zn, Ag, Mo y algunos valores anómalos de Au.

Posteriormente tuvo lugar una segunda fase de metasomatismo potásico, culminando la actividad hidrotermal con el incremento de la participación de aguas meteóricas dentro del sistema, que produjo fenómenos de postgreisenización. La  $f_{O_2}$  tuvo un decrecimiento progresivo durante el proceso de mineralización generando una secuencia paragenética constituida por óxidos, óxidos/sulfuros y sulfuros.

## Agradecimientos

Agradecemos la asistencia técnica de A. Arias, J. Anesa, R. Rodano y A. Carrizo, los acertados comentarios realizados por A. Arribas y los valiosos aportes de los árbitros de la revista. El trabajo fue realizado en el marco del convenio de colaboración entre la Comisión Nacional de Energía Atómica y la Universidad de Buenos Aires, para realizar estudios metalogénicos en la manifestación nuclear Las Termas, Departamento Tinogasta, provincia de Catamarca.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arrospide, A., 1985. Las manifestaciones de greisen de la Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 97-113. Buenos Aires.
- Bengochea, L., Gorustovich, S. y Mas, G., 1996. Las inclusiones fluidas en el cuarzo del granito Los Ratones, depósito Las Termas, Fiambalá, Catamarca, Argentina. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 237-239. Buenos Aires.
- Burgos, J., 1996. El cizallamiento NO-SE que controla las mineralizaciones de estaño-wolframio y uranio. Delimitación de potenciales estructuras en la Sierra de Fiambalá y áreas vecinas. Provincia de Catamarca. Comisión Nacional de Energía Atómica. (Inédito).
- Burgos, J., Gorustovich, S. y Guidi, F., 1992. Depósito Las Termas: Modelo filoniano de uranio en metamorfitas pampeanas (Fiambalá, provincia de Catamarca) Argentina. *Actas 4° Congreso Nacional y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica*, 1: 13-14. Córdoba.
- Burt, D., 1981. Acidity-salinity diagrams. Application to greisen and porphyry deposits. *Economic Geology*, 76: 832-843.
- Dahlkamp, F.J., 1989. Classification scheme for uranium ore deposits - A state of the art review. In: *Metallogenesis of uranium deposits*. International Atomic Energy Agency, IAEA-TC-542/3: 1-31. Vienna.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 73 p., Buenos Aires.
- Grissom, G., 1991. Empirical constraints on thermal processes in

- the deep crust of magmatic arcs: Sierra de Fiambalá, Northwestern Argentina. Ph.D., Stanford University, California, U.S.A. 262 p. (Inédito).
- Grissom, G., De Bari, S., Page, R., Page, S., Villar, L., Coleman, R. and Ramírez, M. V. de, 1991. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: Implications for Paleozoic Andean tectonics. In: Harmon, R. and Rapela, C. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper, 265.
- Guidi, F., Burgos, J., Capuccino, S. y Maidana, J.S., 1990. Depósitos uraníferos filonianos relacionados al basamento ígneo-metamórfico del área Los Ratonés, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 319-323. San Juan.
- Henderson, P., 1984. Rare earth geochemistry. *Development in Geochemistry 2*. Elsevier, 510 p., Amsterdam.
- Morello, O., 1990. Estudio mineralógico sobre muestras de la manifestación Las Termas, Fiambalá, Depto. Tinogasta, provincia de Catamarca. Informe D.E.E. N° 30-90, Comisión Nacional de Energía Atómica. (Inédito).
- Morello, O. y Rubinstein, N., 1998. Megacristales de kaersutita en basaltos alcalinos de la Sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca. *Actas 2° Congreso Uruguayo de Geología*, 1: 142-144. Punta del Este, Uruguay.
- Morello, O. y Rubinstein, N., 2000. Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 245-250. Buenos Aires.
- Morello, O., Rubinstein, N. y Burgos, J., 1996. Nuevos avances en la metalogénesis de la Manifestación Las Termas, Fiambalá, Argentina. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogénesis. Instituto de Recursos Minerales Universidad Nacional de La Plata, Publicación N° 5: 153-156, La Plata.
- Neugebauer, H. y Miller, H., 1993. Las milonitas de la sierra de Fiambalá: sutura oriental del Sistema de Famatina (pcia. de Catamarca, Argentina). *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 32-38. Mendoza.
- Page, S., Page, R. y Viruel de Ramírez, M., 1992. El basamento de la Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 373-388. Buenos Aires.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.
- Penck, W., 1920. *Der Südrand der Puna de Atacama (NW-Argentinien)*. Abhand. Math. phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss., 37 (1), 1-420. Leipzig.
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag, 709 p., Berlin-Heidelberg-New York.
- Pollard, P.J., 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare element deposits. *Transactions, Institution of Mining and Metallurgy (section B)* 92: 131-139.
- Rapela, C., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, pp. 22-67. Universidad de Extremadura.
- Saulnier, M. y Greco, F., 1988. Estudio mineralógico de cuatro muestras procedentes de la Manifestación Las Termas, Los Ratonés, Fiambalá, Catamarca. Informe D.E.E. N° 1-88. Comisión Nacional de Energía Atómica. (Inédito).
- Sun, S. S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A297: 409-445.
- Taylor, R.P. and Fryer, B.J., 1984. Rare earth element lithgeochemistry of granitoid mineral deposits. *Canadian Institute of Mineralogy and Metallurgy Bulletin*, 76: 361-367.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A310: 549-590.
- Villar, L., Godeas, M. y Segal, S., 1978. El basamento, facies anfíbolita granolita y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 2: 521-536.

**Recibido:** 5 de noviembre, 1999

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal

Mirta M. GARRIDO<sup>1</sup>, Eduardo DOMÍNGUEZ<sup>1,2</sup> e Isidoro SCHALAMUK<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

<sup>2</sup> CONICET

<sup>3</sup> Instituto de Recursos Minerales, UNLP, Calle 47 N°522, 1900 La Plata

E-mail: mgarrido@criba.edu.ar

**RESUMEN.** La veta de Pb-Ag-Zn pertenece al distrito minero de Uspallata y está asociada a una mineralización de cobre porfírico. La veta tiene un rumbo NO-SE y un buzamiento vertical, una corrida de alrededor de 400 m y un espesor promedio de 0,40 metros. Las rocas de caja están integradas por rocas sedimentarias y volcánicas correspondientes al Grupo Cacheuta (Triásico) cubiertas discordantemente por rocas sedimentarias del Terciario. La mineralización está vinculada a cuerpos intrusivos del Mioceno. En la veta Tajo, la mineralización se presenta como relleno de fracturas y como cemento de brechas. Muestra texturas costrificadas siguiendo un orden general de cristalización comenzando con siderita, esfalerita, galena y cuarzo. Las características texturales sugieren que parte del cuarzo fue depositado como calcedonia. Las inclusiones fluidas en cuarzo, siderita y esfalerita indican que la veta fue formada por un fluido hidrotermal a temperaturas entre 180-240°C y salinidad baja a media (5 a 19% en peso eq. NaCl) sin mostrar evidencias de ebullición. Las evidencias indican que la mineralización fue formada en un sistema hidrotermal cercano a la superficie con valores isotópicos para sulfuros, cuarzo y carbonatos que sugieren una fuente de agua magmática con aporte de aguas meteóricas. La causa más probable de depositación mineral fue la mezcla de estas aguas, donde los pulsos magmáticos incrementan los valores de salinidad. La ausencia de fluidos hipersalinos y con ebullición descartan una asociación espacial próxima con una mineralización de cobre porfírico. La veta Tajo tiene potencialmente posibilidad de mejorar los contenidos de oro con la profundidad.

**Palabras clave:** Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Sistema hidrotermal, Mendoza

**ABSTRACT.** Tajo lode, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Characteristic of hydrothermal system. The Pb-Ag-Zn Tajo lode lies within the Paramillos de Uspallata mining district in which a porphyry copper mineralisation had also been found. The lode strikes NW-SE, extends for about 400 m, has an average thickness of 0,40m and dips vertically. The country rocks are Triassic volcanic and sedimentary rocks of the Cacheuta Group covered unconformably by Tertiary sedimentary rocks. The mineralisation is related to a Miocene intrusive stock. In the Tajo lode, the mineralisation occurs as fracture fillings and breccia cements. It has crustification textures in which the most common order of deposition is siderite, sphalerite, galena and quartz. Textural evidence indicates that some of quartz was deposited as chalcedony. Fluid inclusions in quartz, siderite and sphalerite suggest that the lode was formed by a hydrothermal fluid with a temperature between 180-240°C, low to medium salinity (5 to 19 % wt eq. NaCl) and without any evidence of boiling. The textural, mineralogical and fluid inclusion evidence indicates that the mineralization was formed in a hydrothermal system near the surface, with isotopic values for the sulphides, quartz and carbonates suggesting a mixed depositional source of magmatic and meteoric waters in which the magmatic pulses increase the salinity values. The lack of a boiling hypersaline fluid precludes a close spatial relationship with a porphyry copper mineralization. The Tajo lode has potential of containing enhanced gold contents with depth.

**Key words:** Tajo lode, Paramillos de Uspallata, Hydrothermal system, Mendoza

### Introducción

En el distrito minero Paramillos la exploración realizada ha permitido delinear mineralizaciones de cobres porfíricos (Paramillos Sur y Paramillos Norte), brechas tectónicas mineralizadas (Mantos de Cobre), vetas de Pb-Ag-Zn (Paramillos de Uspallata) y vetas auríferas. Las evidencias de mineralización se encuentran en un área de 72 km<sup>2</sup> (Fig. 1).

Méndez y Zappettini (1984) señalan que las vetas

de Pb-Ag-Zn se ubican en la periferia de una mineralización de tipo pórfido cuprífero, Paramillos Norte y Sur. Debido a la distancia existente entre las vetas y la mineralización porfírica conocida, Grupo Minero Aconcagua-Northern Orion Exploration Ltd. (1998) considera que no existe una relación espacial directa entre estas mineralizaciones y por lo tanto proponen la exploración por un pórfido de cobre no aflorante en las cercanías de las vetas.

En este trabajo se estudia la veta Tajo, que inte-



Figura 1: Ubicación y geología del área de estudio (según Grupo Minero Aconcagua-Northern Orion Exploration Ltd. 1998).

gra el conjunto de vetas de Pb-Ag-Zn, del prospecto Paramillos. El objetivo del estudio fue precisar las características del ambiente hidrotermal en el cual se formó la mineralización, a partir del análisis de su mineralogía, paragénesis, inclusiones fluidas e isótopos estables y ponderar la posible existencia de un sistema porfírico en profundidad.

Lowell y Guilbert (1970) en su clásico trabajo sobre los cobres porfíricos, establecieron que la distribución de los sulfuros cambia hacia arriba y hacia la periferia del cuerpo intrusivo, desde una disección, en su núcleo, hacia microvenillas, vetas y finalmente vetas en los bordes externos. Los minerales presentes varían desde calcopirita-molibdenita y pirita en el intrusivo, a asociaciones de galena-esfalerita con menores contenidos de plata y oro y finalmente sulfosales en la periferia. En la zona externa se manifiestan vetas, de tamaño mediano a pequeño aunque también existen grandes (Santa Rita, Butte y Bingham), de plomo y zinc con o sin metales preciosos.

En una zona de alteración hidrotermal con venillas de cuarzo producidas por dos fluidos diferentes, Bodnar y Beane (1980) concluyeron que existía la posibilidad de encontrar una mineralización de tipo cobre porfírico en profundidad. El primero de los fluidos tenía una salinidad del 5 a 10% en peso eq. de NaCl con ebullición a 375-425°C y el segundo una salinidad de 30-50% en peso eq. de NaCl, temperaturas de 375-250°C y precipitaba calcopirita. El depósito encontrado en profundidad es el de Red Mountain.

Hedenquist *et al.* (1998) estudiaron la relación entre una mineralización porfírica y una epitermal con evidente conexión espacial. La mineralización

porfírica se asocia a fluidos hipersalinos (50-55% en peso eq. de NaCl), en ebullición y temperaturas de 450-550°C. La temperatura y la salinidad de los fluidos hidrotermales que producen la mineralización epitermal son menores a medida que se alejan del cuerpo porfírico. Estiman una dilución del 50% con aguas meteóricas a 4 km de distancia del intrusivo.

En este trabajo se demostrará que la veta Tajo se formó a bajas temperaturas y profundidades someras, que la causa de la precipitación de los sulfuros fue debida a la interacción de aguas magmáticas y meteóricas y que su relación con una mineralización porfírica es distal.

## Geología

Las vetas en Paramillos de Uspallata se localizan a 45 km al noroeste de la ciudad de Mendoza (Fig. 1), son conocidas desde el año 1683 y fueron explotadas esporádicamente hasta 1949. Se estima que se han extraído 500.000 t de mena a través de más de 10 km de galerías que llegaron hasta 70 m de profundidad (Harrington 1971). Las vetas se encuentran a una altura de 2.800-3.000 m s.n.m., en la falda occidental del cerro San Bartolo y tienen dos rumbos principales, uno este-oeste y otro noroeste-sudeste buzando con alto ángulo hacia el norte. Las primeras pueden tener corridas de hasta 1.500 m, en tanto que las segundas se extienden entre 300 y 600 metros.

La veta Tajo es la más importante del distrito por sus leyes y desarrollo (2-3% de Pb; 3-4% de Zn; 300-500 g/t de Ag y 1-2 g/t de Au. Tiene un rumbo NO-SE y un buzamiento cercano a la vertical. Presenta una corrida superficial de 400 m y su potencia varía entre 0,20 y 0,60 metros. Fue explotada en forma intermitente y con métodos muy primitivos a través de los niveles Chile (0), Sauce (+30) y Gobernador (-26) (Fig. 2).

Los pórfidos cupríferos de Paramillos Sur y Norte fueron descubiertos en la década del '60 por el Plan Cordillerano. Paramillos Sur es una mineralización con recursos de 187 Mt y una ley media de 0,58 de Cu equivalente ( $Cu\% + Mo\% \times 5$ ) (Romani 1968). El depósito se relaciona a un cuerpo mesosilícico mioceno de 4 km<sup>2</sup> que intruye a las sedimentitas y vulcanitas del Triásico (Carrasquero 1998). La alteración hidrotermal está constituida por un núcleo de alteración potásica que coincide con la mineralización principal y una zona fílica subordinada. Se observa también un área silicificada. El intrusivo ha sido definido petrográficamente como una adakita similar a las halladas en otros yacimientos de cobres porfíricos como Bingham, Sierrita y El Salvador (Thieblemont *et al.* 1977, en Carrasquero 1998). El resto de los prospectos carece de estudios de detalle.

La región mineralizada se encuentra en el límite

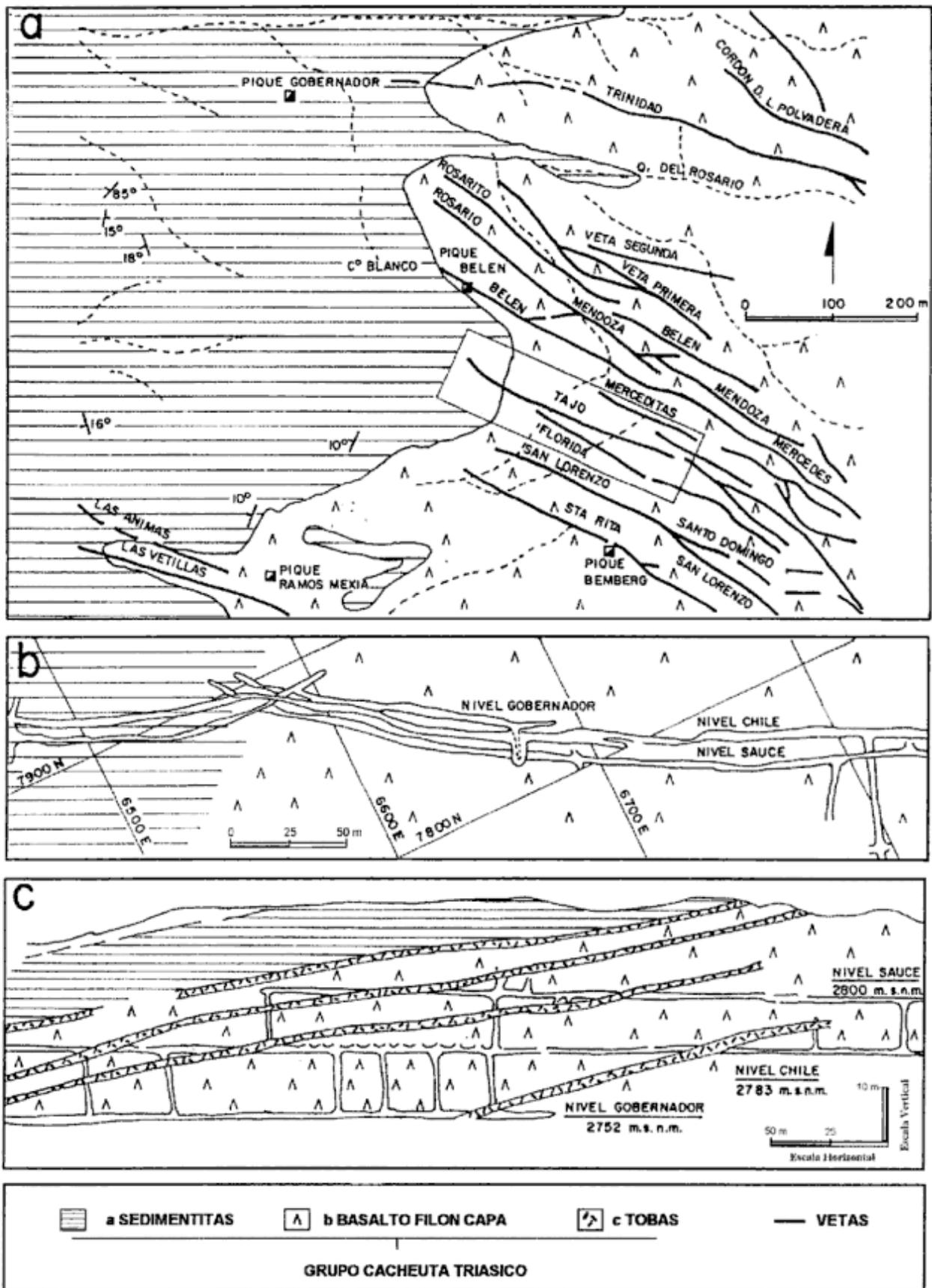


Figura 2: a, Ubicación de la veta Tajo en el sistema filoniano de Pb-Ag-Zn de Paramillos de Uspallata, modificado de Rayces (en Angelelli 1984). b, Vista en planta de la veta Tajo y c, Corte esquemático longitudinal.

sur de la Precordillera donde las rocas más antiguas aflorantes corresponden al Grupo Villavicencio. Este Grupo está integrado por metasedimentitas, entre las que afloran pizarras, esquistos bandeados y verdes, y calizas intensamente plegadas (Harrington 1971). El conjunto es ubicado en el Devónico por Furque y Cuerda (1979) por situarse en continuidad con sus Formaciones Tontal y Punta Negra.

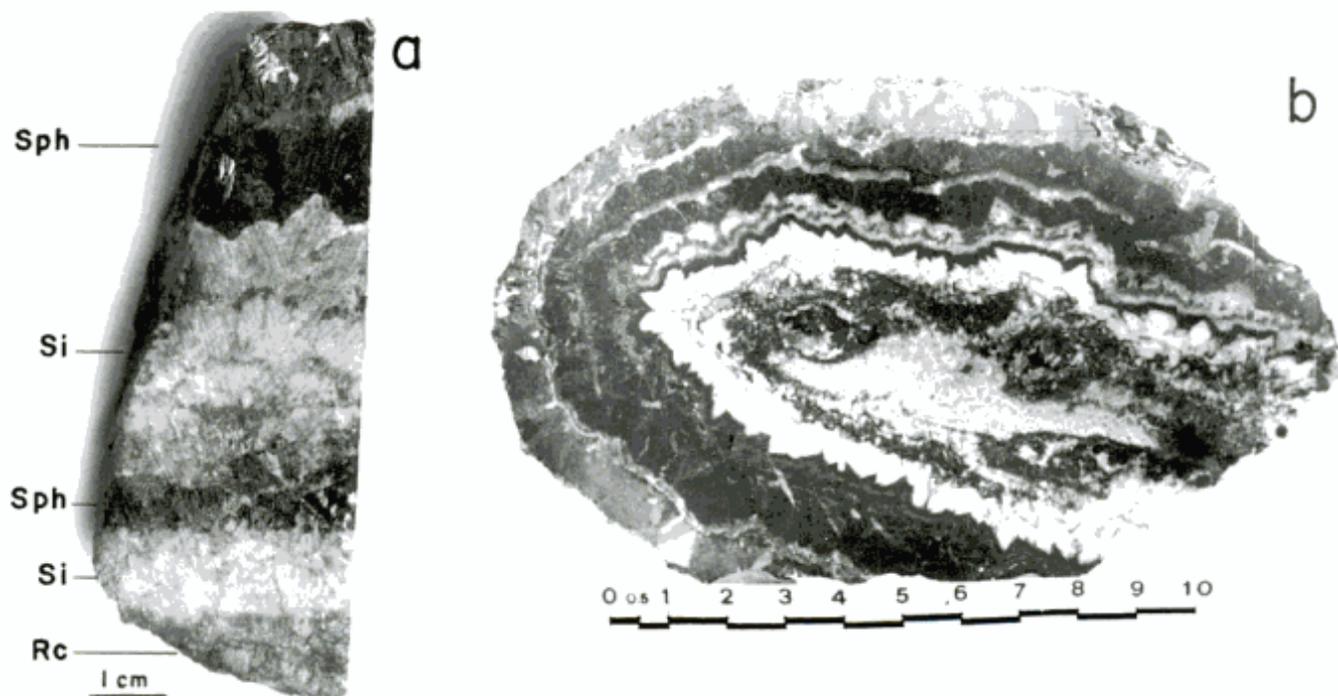
En marcada discordancia sobre el Paleozoico se disponen vulcanitas mesozoicas y sedimentitas, de los Grupos Tigre y Cacheuta, que tienen un desarrollo considerable en el área de Paramillos. El Grupo Tigre (Harrington 1971) está formado por andesitas y riolitas junto a sus tobas y aglomerados. La edad de este grupo es post paleozoica y pre Grupo Cacheuta. Groeber (1952) ha postulado que estas vulcanitas corresponden al Choyoilitense (Grupo Choyoi) y al Triásico inferior. El Grupo Cacheuta (Borrello 1942) está constituido por areniscas arcósicas o conglomerádicas entre las que se intercalan delgadas capas de lutitas a veces tobáceas, tobas ácidas y filones-capas de basaltos. Las capas de basaltos y diabasas son penecontemporáneas con las sedimentitas (Harrington 1971). El conjunto se halla plegado, con estratos de rumbo norte-sur e inclinaciones de 10-25° al oeste, y está afectado por dos sistemas principales de fallas, uno de rumbo general este-oeste y otro de noroeste-sudeste, donde se aloja la mineralización. El grupo se asienta en discordancia erosiva sobre el Grupo Choyoi y es de edad neotriásica de acuerdo a su contenido fosilífero. Está cubierto en discordancia por sedimentitas terciarias.

El conjunto triásico está intruido por cuerpos volcánicos y subvolcánicos de andesitas y dacitas, integrantes de un arco volcánico cenozoico, que aflora en los cerros San Bartolo, Paramillos Norte y Paramillos Sur (Kay *et al.* 1991; Ramos y Nullo 1993). La mineralización fue producida por este evento magmático durante el Mioceno medio a superior (16-8,5 Ma; Méndez y Zappettini 1984).

### Mineralización y texturas

La mineralización es simple y se presenta como un relleno de falla que incluye la cementación de brechas y texturas costrificadas. Los minerales hipógenos identificados macroscópicamente son siderita, cuarzo, esfalerita, galena, calcopirita y pirita. Dentro de esta asociación los minerales dominantes son siderita y esfalerita. La ganga incluye material triturado de basalto y toba junto a arcillas ferruginosas. Microscópicamente se hallaron además tetraedrita, argentita, proustita-pirargirita, arsenopirita y marcasita. En la zona de oxidación se observaron también cerusita, goslarita, cerargirita, piromorfita, oxidados de cobre, hierro, manganeso, yodargirita y bromargirita y como minerales supergénicos se registran calcosina, covelina, argentita y platas rojas (Botto *et al.* 1996).

La textura más común es la costriforme con bandas de siderita, esfalerita, galena, calcopirita y cuarzo que se depositan paralelas a la roca de caja. Es



**Figura 3:** a, Textura costriforme con bandas cíclicas de siderita y esfalerita. Rc:roca de caja; Si:siderita; Sph:esfalerita; b,Textura costriforme coloforme con bandas de siderita, cuarzo, esfalerita y cuarzo.

común la repetición de las bandas que se presentan tanto simétricas como asimétricas. Las bandas tienen hasta 1 cm de espesor, están constituidas por agregados monominerales o por asociaciones de varios minerales y los cristales son euhedrales o subhedrales dejando, a veces, espacios huecos (Fig. 3a). Las brechas están formadas por fragmentos de vulcanitas o tobas, muy alterados, cementados y dando lugar a texturas en escarpela o texturas zonadas (Fig. 3b). A escala microscópica se observa otra brecha, formada por un enrejado de venillas de cuarzo de grano fino, que corta a la asociación anterior.

La esfalerita de las bandas costriformes está fuertemente zonada. Se distinguieron zonas incoloras, amarillo claro, ámbar, pardo amarillento y pardo oscuro. Estas bandas incluyen esfalerita de uno o más colores. En algunas muestras el orden de deposición de las zonas es: marrón-amarillo-incolora. En otras, la secuencia es marrón-pardo amarillento o marrón-incolora. La esfalerita se apoya sobre la siderita en el nivel Chile y precipita conjuntamente con la siderita en el nivel Gobernador (Fig. 5).

La sílice se depositó como cuarzo con cristales bien formados o como cristales anhedrales, sin orientación respecto a la superficie de crecimiento y también como calcedonia. La calcedonia fue reconocida a partir de texturas con formas concéntricas de extinción plumosa no uniforme (Fig. 4a), tablas concéntricas delgadas y alargadas, y núcleos de cuarzo con un borde externo con extinción plumosa (Fig. 4b). En otras partes el cuarzo con formas cristalinas muestra el eje *c* perpendicular a la zona de crecimiento. En los espacios abiertos aparece en grandes cristales facetados, junto a cristales octaédricos de esfalerita y a veces cubos de pirita.

Es difícil establecer una paragénesis global del yacimiento debido a que en las distintas muestras las bandas se repiten en una secuencia no constante. En el diagrama de la figura 5, se muestra la secuencia paragenética establecida en las distintas muestras de los niveles Gobernador y Chile. Parece existir una sucesión más o menos constante en el orden de deposición de los principales minerales.

### Inclusiones fluidas

Se estudiaron las inclusiones fluidas en cuarzo, siderita y esfalerita. La petrografía se realizó a temperatura ambiente sobre secciones doblemente pulidas y se clasificaron en primarias, secundarias y pseudo secundarias siguiendo los criterios de Roedder (1979). Las inclusiones encontradas en el cuarzo formado a partir de la recristalización de calcedonia son consideradas pseudoprimarias en el sentido de Sander y Black (1990). A estas inclusiones se las considera pseudoprimarias para enfatizar que las

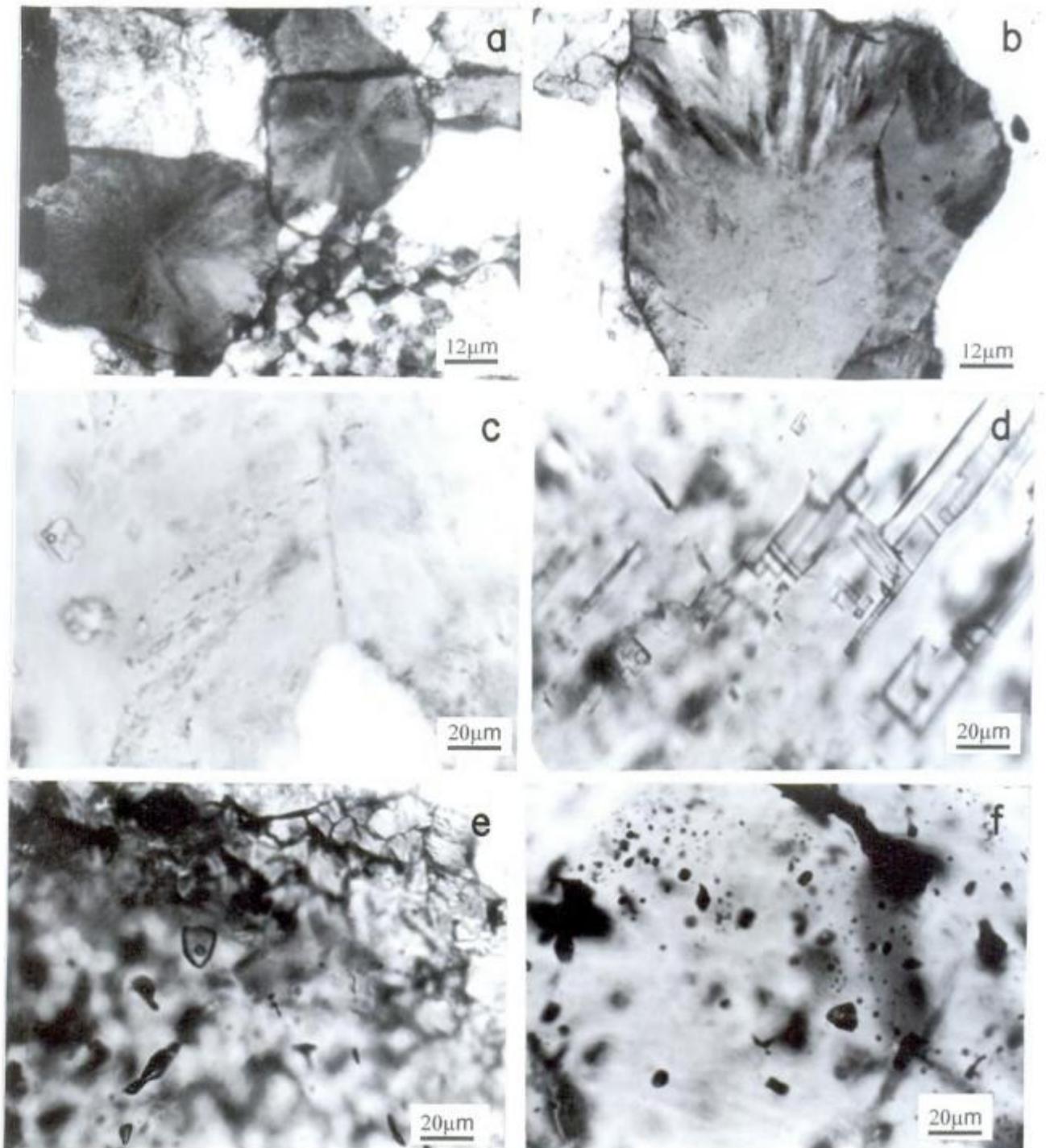
zonas en las cuales fueron atrapadas reflejan procesos de depositación primarios, pero que las inclusiones son productos de recristalización. Estas inclusiones no proveen información microtermométrica confiable de las condiciones de depositación de sílice primaria.

Las determinaciones termométricas se hicieron con una platina Chaixmeca con un rango de trabajo entre -180 y 600°C. En calentamiento la precisión es de  $\pm 2^\circ\text{C}$  hasta los 250°C y de  $\pm 4^\circ\text{C}$  a partir de los 250°C; en congelamiento es de  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Durante los ensayos se tuvieron en cuenta tres cambios de fase: 1) la temperatura del eutéctico ( $T_e$ ), la cual da una indicación de los componentes del sistema; 2) la temperatura de fusión del hielo ( $T_{m_{ice}}$ ), que es convertida a salinidad en porcentaje en peso equivalente a NaCl (Clynne y Potter 1977, en Shepherd *et al.* 1985) y 3) la temperatura de homogeneización total ( $T_h$ ), que representa la temperatura de entrapamiento mínima del fluido. Todos los datos consignados corresponden a inclusiones primarias.

En cuarzo, se observaron inclusiones fluidas muy pequeñas, menores a 5  $\mu\text{m}$ , irregulares, que siguen zonas concéntricas (Fig. 4c) y que no fueron estudiadas debido a su pequeño tamaño. Se presume que se trata de inclusiones pseudoprimarias ligadas a la depositación de calcedonia (Sander y Black 1990). Se analizaron las primarias con formas regulares, que se presentan también siguiendo zonas de crecimiento o están aisladas, y con tamaños de alrededor de 10  $\mu\text{m}$  (Fig. 4c). En éstas la relación de burbuja a líquido es constante, descartándose modificaciones de postentrapamiento. En cuarzo del nivel Chile, las  $T_h$  determinadas están entre 160° y 280°C con modas de 190° y 210°C (Fig. 6a). Las  $T_{m_{ice}}$  entre -3° y -8°C corresponden al 5 y al 10% en peso eq. de NaCl (Fig. 6b). En el nivel Gobernador, las  $T_h$  están entre 160° y 240°C con una moda en 190°C (Fig. 6a).

En siderita se identificaron inclusiones fluidas primarias, bifásicas, ricas en líquido con un volumen de burbuja ( $V_B$ ) del 20%. En su mayoría son irregulares con tamaños variables entre 10 y 20  $\mu\text{m}$  y escasas que alcanzan 40 micrometros. Otras inclusiones tienen formas rectangulares y siguen las direcciones cristalográficas del carbonato (Fig. 4d). Las temperaturas de homogeneización en el nivel Chile varían entre 180° y 250°C con modas en 190° y 210°C (Fig. 6a). Las  $T_{m_{ice}}$  de -12° y -16°C corresponden a un 15 y 19% en peso eq. de NaCl. En el nivel Gobernador, las temperaturas de homogeneización están entre 160° y 240°C, con modas en 170° y 210°C (Fig. 6a). Las  $T_{m_{ice}}$  están entre -7° y -14°C y corresponden a 9 y 18% en peso eq. de NaCl (Fig. 6b).

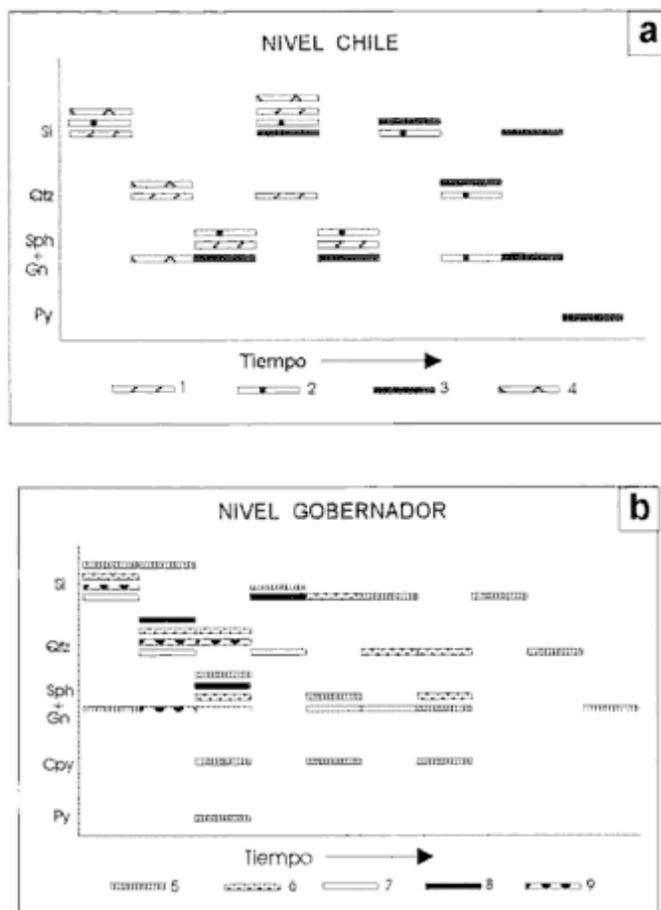
En esfalerita se identificaron escasas inclusiones primarias bifásicas, ricas en líquido y con tamaños variables entre 10 y 40 micrometros. Las inclusio-



**Figura 4:** a, Cuarzo con extinción plumosa concéntrica; b, Cuarzo mostrando un borde externo con extinción plumosa; c, Inclusiones fluidas aisladas y siguiendo zonas de crecimiento en cuarzo; d, Inclusiones fluidas de forma regular en siderita; e, Inclusiones fluidas bifásicas en esfalerita y f, Inclusiones fluidas monofásicas en esfalerita.

nes se disponen siguiendo zonas de crecimiento. Algunas presentan bordes y contornos de burbuja claros y netos ( $V_B$  10%) mientras que otras tienen bordes gruesos y oscuros ( $V_B$  10-40%; Fig. 4e). En algunas inclusiones de este último tipo, fue difícil la determinación de la temperatura de homogeneización, ya que la burbuja al disminuir el tamaño se despla-

zaba hacia los bordes, donde visualmente quedaba oculta a una temperatura de 120° a 150°C. Estas temperaturas no fueron consideradas para el análisis termométrico ya que no representan el punto final de homogeneización. Sin embargo se tuvieron en cuenta las  $T_h$  en otras inclusiones de bordes oscuros que coexistían con las de bordes claros, con valo-



**Figura 5:** Secuencia paragenética (a) nivel Chile y (b) nivel Gobernador. Las muestras 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, y 9 corresponden a texturas representativas de cada nivel. Si:siderita; Qtz:cuarzo; Sph:esfalerita; Gn:galena; Cpy:calcopirita y Py:pirita.

res entre 180° y 225°C. Otro tipo de inclusiones, observadas en las bandas incoloras y pardo amarillentas, son primarias monofásicas, con formas octaédricas y de color oscuro (Fig. 4f). Éstas se presentan junto a las bifásicas de color claro con Th entre 164° y 169°C. La relación existente entre las bandas de crecimiento zonadas y las temperaturas de homogeneización se muestran en la Fig. 6c. Las  $T_{m,ice}$  oscilan entre -2° y -13° correspondiendo a salinidades equivalentes entre 4 y 17% en peso eq. de NaCl (Fig. 6b). Los puntos eutécticos (Te) determinados están entre -21° y -40°; la mayoría muy por debajo del correspondiente al sistema  $H_2O-NaCl$  (-21,2°C) y sugiere la presencia de otros cationes como  $Ca^{++}$  y  $Mg^{++}$ .

**Cuadro 1:** Datos de análisis químicos de esfalerita, de fracción molar en por ciento de FeS (X%), actividades y logaritmo de fugacidad de oxígeno ( $\log f_{O_2}$ ) para los niveles Chile y Gobernador.

Nivel/Elementos	Zn	Fe	Mn	Cd	S	X%FeS	a FeS	$\log f_{O_2}$
Chile (A)	62,65	2,65	0,58	0,30	33,23	4,6	0,115	-46,12
Chile (B)	64,45	0,60	0,05	0,60	32,8	0,99	0,0253	-44,82
Gobernador (A)	61,9	3,40	0,20	0,57	33,85	5,86	0,145	-46,32
Gobernador (B)	65,75	0,60	0,12	0,57	32,60	1,00	0,025	-44,80

## Análisis químicos

Se efectuaron análisis químicos sobre esfalerita y siderita de los niveles Chile y Gobernador. Los mismos fueron realizados en la Universidad de Oviedo (España) con microsonda CAMECA SX 50 a 20 Kv y 20 mA.

La esfalerita se estudió por Zn, Fe, Mn, Cd y S (Cuadro 1) y la siderita por FeO, MnO, MgO y CaO. Los resultados se presentan en los diagramas de la figura 7.

En la esfalerita los elementos determinados tienen el mismo comportamiento para los niveles Chile y Gobernador. La observación es similar para la siderita. Sólo una muestra presenta una disminución en hierro y aumento en manganeso y se debe a la formación de siderita manganesífera confirmada con difracción de rayos X.

## Determinaciones isotópicas

Se realizaron cinco determinaciones de  $\delta^{34}S$ , dos en esfalerita y tres en galena. Además se cuenta con nueve valores de  $\delta^{18}O$ , cinco en siderita y cuatro en cuarzo. Los isótopos de azufre fueron determinados en el INGEIS, CONICET (Buenos Aires) y los de oxígeno en Geochron Laboratories, Massachusetts (USA).

Los resultados de los análisis isotópicos de azufre se dan en el cuadro 2. Los valores de  $\delta^{34}S$  de esfalerita y galena muestran rangos entre 2,8 a 4,2 y 0,9 a 8‰ respectivamente.

Los valores de  $\delta^{18}O$  en cuarzo y siderita de los niveles Gobernador y Chile se observan en el cuadro 3. También se muestra los  $\delta^{18}O$  del agua en equilibrio con el cuarzo calculados, conociendo el  $\delta^{18}O$  del mineral y su temperatura de formación 200°C de inclusiones fluidas (Campbell y Larson 1998).

## Discusión y conclusiones

Las texturas de relleno, costrificadas y con espacios abiertos son comunes en los depósitos formados a profundidades someras. La sucesiva repetición de las bandas costrificadas indica que el sistema repetía la precipitación secuencial, posiblemente debido al rejuvenecimiento de los fluidos mineralizantes como

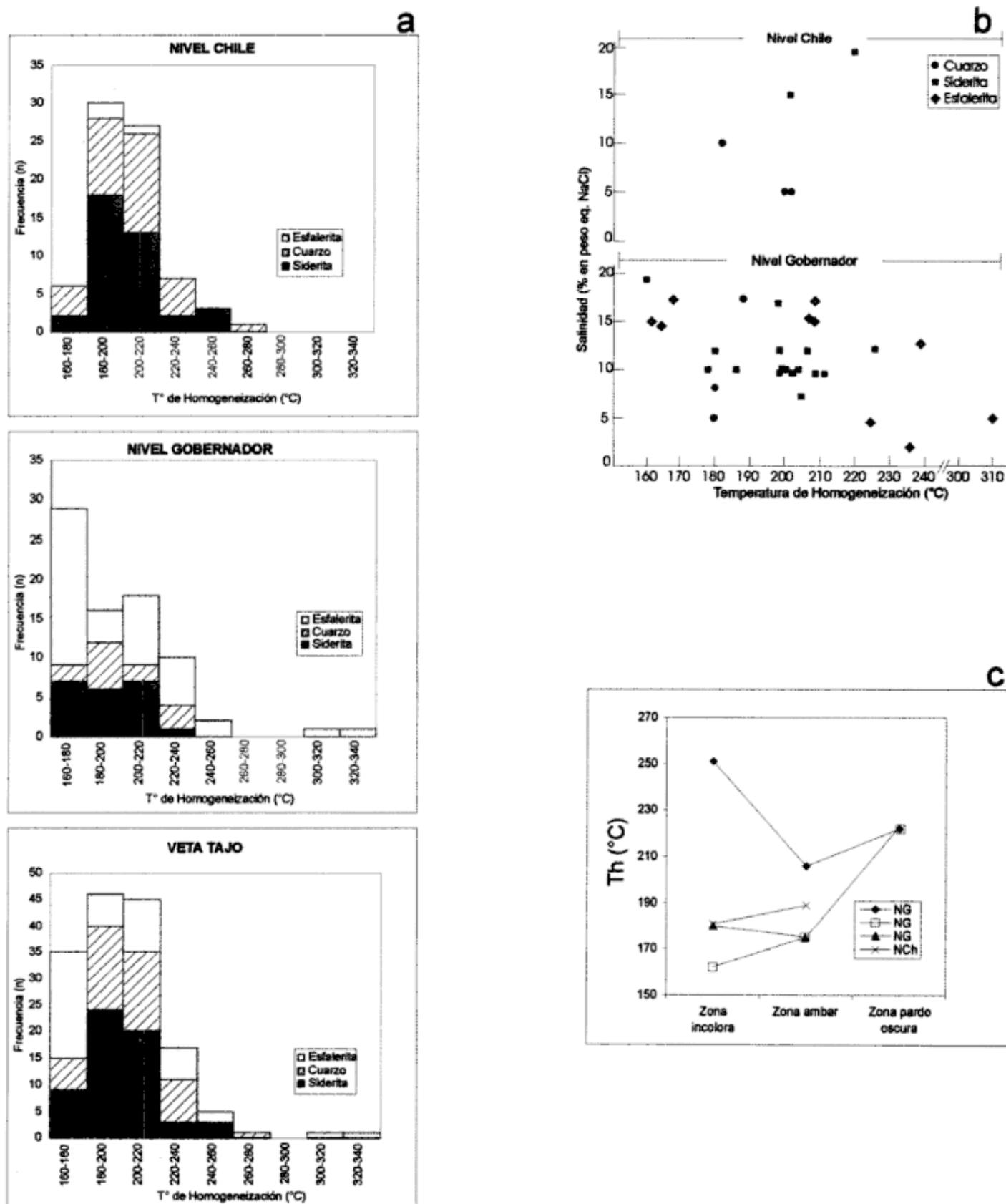


Figura 6: a, Histogramas de inclusiones fluidas en cuarzo, siderita y esfalerita para los niveles Chile, Gobernador y uno general para la veta Tajo; b, Salinidad en inclusiones fluidas en cuarzo, siderita y esfalerita versus temperatura de homogeneización para los niveles Chile y Gobernador y c, Relación entre la temperatura de homogeneización de la esfalerita y las bandas de color en esfalerita. NG: nivel Gobernador; NCh: nivel Chile.

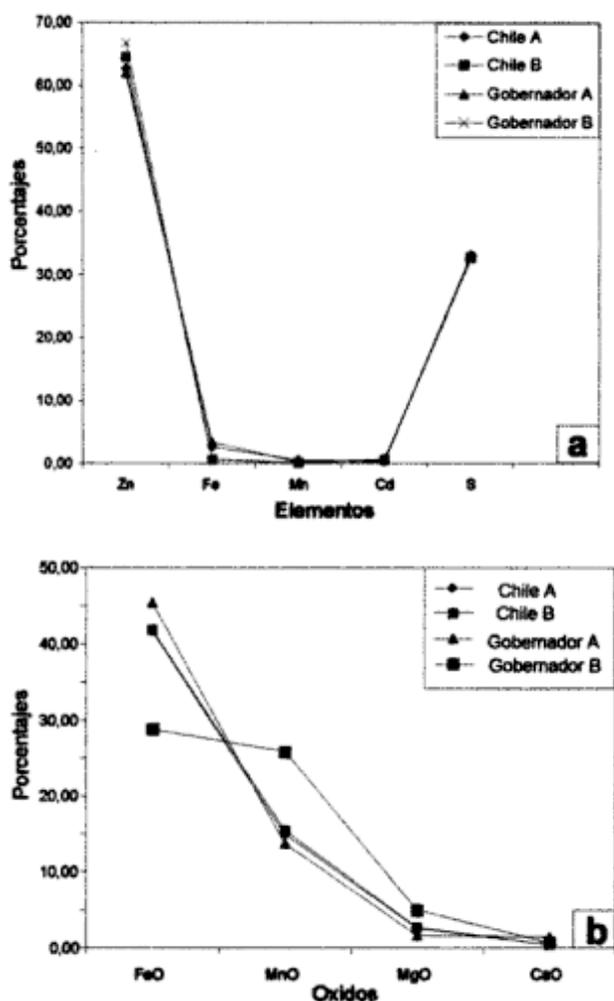


Figura 7: a, Variación de Zn, Fe, Mn, Cd y S en esfalerita para los niveles Chile y Gobernador y b, Variación de los óxidos en siderita para los niveles Chile y Gobernador. Los datos de análisis químicos tanto para esfalerita como para siderita en los distintos niveles, pertenecen a una misma muestra y en los diagramas presentan el mismo símbolo.

consecuencia de pulsos en la cámara magmática.

Las texturas descriptas indican que hay dos tipos de sílice relacionadas al depósito. El cuarzo aparece con formas cristalinas bien definidas y probablemente precipitó directamente de un fluido hidrotermal. La calcedonia que participa de las bandas con formas de cuarzo anhedral se precipitó inicialmente como sílice amorfa a partir de soluciones supersaturadas de sílice y con el tiempo recristalizó debido a que, la sílice amorfa es metaestable a bajas temperaturas (Fournier 1985). Las Th de las inclusiones fluidas, en el nivel Gobernador y Chile, son similares y presentan en común una moda en 190°C y salinidades medias entre 5 y 10% en peso eq. de NaCl. Las inclusiones pseudoprimarias (Sander y Black 1990) se pueden formar por una recristalización del depósito original de calcedonia a cuarzo y por lo tanto su información termométrica no ha sido considerada.

Cuadro 2: Isótopos de azufre. El  $\delta^{34}\text{S}$  es medido en el mineral y el  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  es el valor calculado a partir del  $\delta^{34}\text{S}$  del mineral.

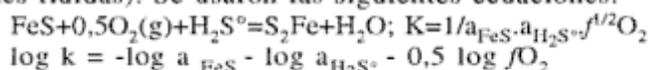
Muestra	Mineral	$\delta^{34}\text{S} \text{‰}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} \text{‰}$
1	Esfalerita	$4,2 \pm 0,5$	5,2
2	Galena	$0,9 \pm 0,5$	5,9
3	Esfalerita	$2,8 \pm 0,5$	3,8
4	Galena	$8,0 \pm 0,5$	13,0
5	Galena	$6,0 \pm 0,5$	11,0

Cuadro 3: Isótopos de oxígeno. Los  $\delta^{18}\text{O}$  del cuarzo y la siderita son valores medidos y los  $\delta^{18}\text{O} \text{H}_2\text{O}$  (cuarzo) son valores calculados.

Nivel	$\delta^{18}\text{O}$ Cuarzo	$\delta^{18}\text{O} \text{H}_2\text{O}$ (cuarzo)	$\delta^{18}\text{O}$ Siderita
Chile	13,2	1,5	19,1
Chile	12,3	0,6	16,3
Chile	11,5	-0,2	18,4
Gobernador			15,5
Gobernador	13,8	2,1	17,4

En esfalerita, el rango de Th está entre 164° y 250°C. Si bien es difícil determinar el orden de cristalización de las bandas en todo el yacimiento, se observa en la figura 6c, que existe una tendencia al aumento de color con el aumento de la Th y una variación de 50°C entre las zonas. Se hallaron salinidades entre 4 y 17% en peso eq. de NaCl. Barton *et al.* (1977) demostraron que a pH constante y menor a 7, cambios en la actividad del  $\text{O}_2$ , (-38 a -40), produce variaciones bruscas en la incorporación de Fe en la esfalerita (9 moles SFe%). Por lo tanto, se interpreta que el contenido de hierro en la esfalerita puede ser el resultado de variaciones en la temperatura o en el nivel redox del ambiente.

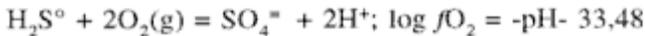
El valor de  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfuros no indica directamente la fuente de azufre; para ello es necesario conocer el valor del  $\delta^{34}\text{S}$  del azufre total en el fluido. Para determinar dicho valor se tomó el par esfalerita-galena (2 y 3, Cuadro 2) que coexiste y manifiesta equilibrio isotópico (valor de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ZnS}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{PbS}}$ ; Ohmoto y Rye 1979). De aquí se calculó el  $\delta^{34}\text{S}$  del  $\text{H}_2\text{S}$  del fluido a partir del cual precipitaron esfalerita y galena (Cuadro 2). Si no existe otra especie de azufre en solución éste es el valor del azufre total del fluido y es diagnóstico de la fuente de azufre. En este caso el S total del fluido fue de 5,9 y 3,8 por mil. Para establecer la posible existencia de otra especie de azufre en el fluido que pudiese modificar este valor y asumiendo que dichas especies están controladas por la fugacidad de oxígeno y el pH, se eligió el par mineral pirrotina (esfalerita)-pirita para determinar estas variables a una temperatura de 200°C (obtenida por microtermometría de inclusiones fluidas). Se usaron las siguientes ecuaciones:



Asumiendo  $a_{\text{H}_2\text{S}} = \Sigma \text{S} = 0,01$  molal;  $a_{\text{Fe}_2\text{S}} = 1$ ;  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ;  $k = 25,99$  (a 200°C). La  $a_{\text{FeS}}$  fue calculada aplicando la ecuación de Scott (1974)  $a_{\text{FeS}} = 0,0257$

(moles % FeS) - 0,00014 (moles % FeS)<sup>2</sup>.

Para resolver la ecuación se obtuvo la fracción molar de FeS en la esfalerita a partir de su composición química (Cuadro 1). Se calculó la  $fO_2$  usando la ecuación de equilibrio para pirrotina (esfalerita)-pirita. Los datos se muestran en el mismo cuadro. Por otro lado para establecer la variación de las composiciones isotópicas del  $H_2S$  se determinó el equilibrio entre  $H_2S$  y  $SO_4^{2-}$  entre los pH de 4 y 7 utilizando la ecuación:



A un pH = 4 el límite entre  $SO_4^{2-}$  y  $H_2S$  se sitúa a un  $\log fO_2$  de -37,5 y a uno de pH = 7 un  $\log fO_2$  de -41. Asumiendo que los fluidos son ligeramente ácidos, a 200°C el neutro estaría en un pH de 5,7, la zona de pH- $\log fO_2$ , donde tiene lugar la precipitación de esfalerita cae dentro del campo del  $H_2S$  alejado del  $SO_4^{2-}$  (Fig. 8). En consecuencia, la composición isotópica del  $H_2S$  calculada a partir del fraccio-

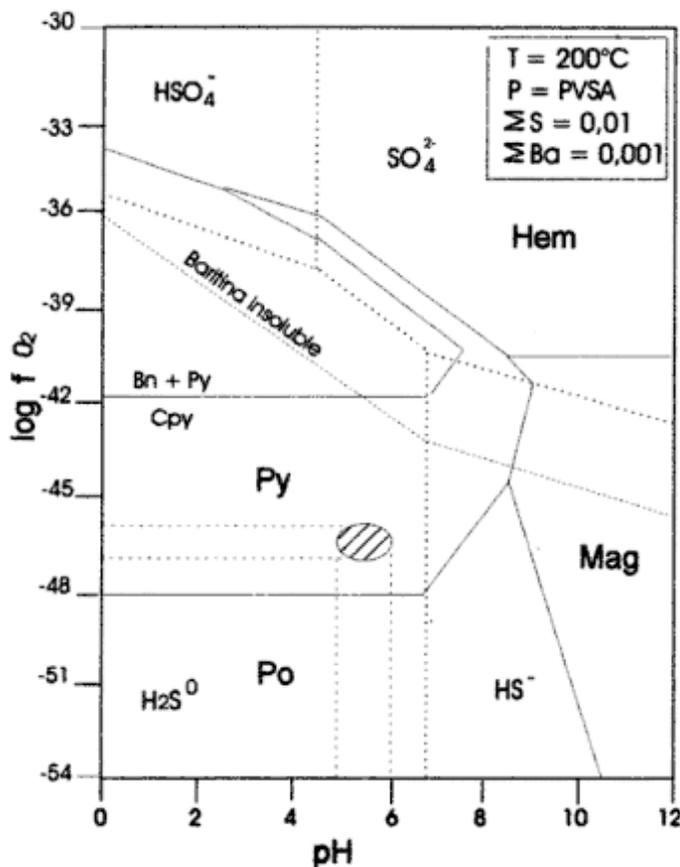


Figura 8: Diagrama de  $\log fO_2$ -pH para el sistema Fe-S-O-H (incluyendo la solubilidad de la bornita) a 200°C, presión de vapor saturado en agua,  $\Sigma S=0,01$  y  $\Sigma Ba=0,001$ . Líneas punteadas separan los campos de dominio de especies de azufre. Líneas sólidas gruesas separan los campos de estabilidad de minerales de hierro. Líneas sólidas finas separan el campo de estabilidad de bornita más pirita de calcopirita. Líneas discontinuas separan el área de bornita supersaturada (arriba) de la subsaturada (abajo). Pirita:py; Pirrotina:po; Magnetita:Mag; Hematita:Hem; Bornita:Bn; Calcopirita:Cpy.

namiento isotópico sulfuro- $H_2S$  (Ohmoto y Rye 1979) será aproximadamente la composición isotópica del azufre total de la solución y por lo tanto refleja su fuente, como se estableció para las muestras 2 y 3. Para las muestras 1, 4 y 5 (Cuadro 2) los  $\delta^{34}S$  de la galena y esfalerita que no están en equilibrio isotópico, los cambios son debidos ya sea a la mezcla de distintas fuentes, o a los efectos de la temperatura.

La temperatura de equilibrio isotópico para el par esfalerita-galena (1 y 2) es de 227°C según el modelo de Kajiwaru y Krouse (1971) y de 180 y 213°C según el método de Ohmoto y Rye (1979). El rango de temperaturas de formación obtenidas a partir del fraccionamiento de  $\delta^{34}S$  de esfalerita-galena es similar a las temperaturas de inclusiones fluidas sobre esfalerita, cuarzo y siderita. Los valores de  $\delta^{34}S$  obtenidos en esfalerita y galena (Muestras 1, 4 y 5, Cuadro 2), que no muestran equilibrio isotópico, corresponden a valores entre 5 y 13‰ de  $\delta^{34}S_{H_2S}$  en el fluido. Esto indica que probablemente existieron dos fuentes de azufre, una pesada de origen cortical (entre 11 y 13‰) originada por la reducción de sulfatos de origen marino y otra más ligera (entre 4 y 5‰) debida al aporte de aguas hidrotermales magmáticas. Los valores de  $\delta^{34}S_{H_2S}$  para el par de mineral en equilibrio isotópico reflejan una mezcla de fluidos magmáticos y superficiales.

El  $\delta^{18}O$  para cuarzo varía entre 11,5 y 13,8‰. Los valores obtenidos si bien están dentro de los establecidos para cuarzo de depósitos hidrotermales magmáticos (0-13‰; Field y Fifarek 1985) son altos y próximos al límite de ambiente sedimentario. Por otro lado, los valores del  $\delta^{18}O$  del agua a partir del cual se depositó el cuarzo están entre -0,2 y 2,1 por mil (Cuadro 3). Estos valores, si bien no se conoce el valor del  $\delta D$ , están dentro del rango de mezcla de aguas magmáticas y meteóricas.

En siderita en ambos niveles las Th de las inclusiones fluidas tienen una moda en 210°C. El rango de temperaturas de homogeneización obtenido es casi el mismo en ambos niveles (Th=180°-220°C nivel Chile y 160°-220°C nivel Gobernador). La salinidad es variable entre el 9 y 19% en peso eq. de NaCl y puede interpretarse como una evidencia de la mezcla de fluidos, donde los pulsos magmáticos elevan los valores de salinidad. Si bien la temperatura y la salinidad son parámetros que podrían originar la precipitación de los carbonatos, en este caso no parecen tener influencia. La temperatura está en el mismo rango en los dos niveles y la salinidad no afecta a la solubilidad de los carbonatos a 200°C. Tampoco se ha registrado ebullición en el sistema que genere una remoción de  $CO_2$  de la solución y de esa manera favorezca su precipitación. Los valores de  $\delta^{18}O$  para el nivel Gobernador varían entre 15 y 17‰ y para el nivel Chile entre 16 y 19‰. Los datos mostrados se alejan de los valores de  $\delta^{18}O$  para car-

bonatos hidrotermales (-3-13‰; Field y Fifarek 1985) y entonces es probable que su deposición haya tenido lugar a partir de mezclas de fluidos. Además existe un enriquecimiento en  $\delta^{18}\text{O}$  a medida que la precipitación de la siderita se produce en ambientes más someros. Una de las causas más probables de su precipitación puede estar dada por las reacciones que involucran metasomatismo de  $\text{H}^+$  como es la alteración de la roca de caja. Esta reacción produce pérdida de  $\text{H}^+$  y en consecuencia aumenta la concentración de carbonatos en la solución, lo que conduce a la precipitación de siderita en los bordes de las fracturas.

Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas son coincidentes con las temperaturas de formación halladas a partir del par esfalerita-galeña por métodos isotópicos. Esto permite concluir que la temperatura de homogeneización es igual o muy cercana a la temperatura de entrapamiento, y como se conoce la salinidad del fluido, es posible calcular la presión de formación de los minerales. Los datos indican una presión de 14 bares, equivalente a una profundidad de 170 m por debajo del paleo-nivel freático para un sistema hidrotermal con una salinidad del 10%, controlado por fracturas y abierto hacia la superficie. Episodios de estrechamiento y de sellado de las fracturas originarían la deposición cíclica de las bandas costrificadas.

El ambiente físico químico de la mineralización fue determinado teniendo en cuenta las estabildades minerales, la especie de azufre dominante en la solución y su pH. En la veta no aparecen bornita, magnetita y hematita; por lo tanto el ambiente debe haber estado dentro del área en la cual la calcopirita es estable. Si se considera un pH neutro (de 5,7 a 200°C) y una fugacidad de oxígeno entre -45 y -46 se acota aún más el campo (área rayada de la Fig. 8). En consecuencia, los sulfuros se han depositado en un ambiente dominado por  $\text{H}_2\text{S}$  y a pH ligeramente ácido.

La ausencia de fluidos hipersalinos, con cristales hijos de NaCl, en sondeos realizados en la periferia (a unos 2.000 m de la porción apical) parecen descartar la posibilidad de la existencia de una mineralización de tipo porfírica por debajo de las vetas de Paramillos tal como sucede en las partes apicales de pórfidos de Cu no aflorantes, como en Red Mountain (Bodnar y Beane 1980). Además la ausencia de inclusiones fluidas ricas en vapor e hipersalinas es consistente con lo hallado en la zona periférica de Bingham (Moore y Nash 1974). En el yacimiento de cobre porfírico Far Southeast-Lepanto, con depósitos epitermales de Cu y Au asociados, la mineralización porfírica se asocia a un fluido hipersalino conteniendo 50-55% en peso eq. de NaCl, ebullición y temperaturas de 450-550°C. La temperatura (295-200°C) y la salinidad del fluido (4-2% en peso eq. de NaCl) que produce la mineralización epitermal son meno-

res a medida que se alejan del pórfido (Hedenquist *et al.* 1998).

Por otro lado Corbett y Leach (1997) consideran que los sistemas de oro-carbonatos y metales base se formaron cerca de la superficie y distales a los depósitos de cobre porfírico. Describen una zonación con relleno de espacios abiertos,  $\text{Zn} > \text{Pb} > \text{Cu}$ , y  $\text{CO}_3\text{Fe}$  a  $\text{CO}_3\text{Mn}$  en superficie. Los  $\text{CO}_3\text{Mg}$  y  $\text{CO}_3\text{Ca}$  se presentan en profundidad. La mineralización de Au ocurre preferencialmente asociada a los carbonatos de Mn/Mg.

La veta Tajo puede clasificarse siguiendo a Corbett y Leach (1997) como un sistema de carbonato-metales bases y oro, intermedio entre los ambientes de pórfido y epitermales. Dentro de este esquema se trataría de un sistema distal donde aparece siderita y rodocrosita con  $\text{Zn} > \text{Pb} > \text{Cu}$  con potencial, de acuerdo al modelo, de incrementar sus valores de oro en profundidad.

### Agradecimientos

Los autores agradecen especialmente a E. Cardellach por el apoyo brindado en la interpretación de los datos de isótopos; a C. Gómez y G. Aliotta por las sugerencias realizadas durante la lectura crítica del manuscrito y a los árbitros de la revista, por las observaciones y comentarios realizados. El presente trabajo se realizó con fondos pertenecientes al PICT N°4790/96 CONICET y a la SGCYT N°1737/98 de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata. II.
- Barton, P.B.Jr., Bethke, P.M. and Roedder, E., 1977. Environment of ore deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward interpretation of the chemistry of the ore forming fluid for the OH vein. *Economic Geology*, 72(1):1-24.
- Bodnar, R. J. and Beane, R. E., 1980. Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in pre ore cover overlaying deeply buried porphyry copper type mineralization at Red Mountain, Arizona. *Economic Geology*, 75: 876-893.
- Borrello, A.V., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico-Retiense en los alrededores de Potrerillos (Prov. de Mendoza). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (Inédito).
- Botto, I.L., Barone, V.L., Castiglioni, J.L. y Schalamuk, I.B., 1996. Influencia del medio en la composición de una especie mineral: estudio de la pirromorfita de Paramillos de Uspallata, Mendoza, Argentina. En: Brodtkorb, M.K. y Schalamuk, I.B. (Eds.): 3ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación

- del Instituto de Recursos Minerales, 5: 67-72. Universidad Nacional de La Plata.
- Campbell, A.R. and Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: Richards, J.P. and Larson, P.B. (Eds.): *Techniques in hydrothermal ore deposits geology*. Review in *Economic Geology*, 10: 173-193.
- Carrasquero, S. I., 1998. Volcanismo de Arco en el área del Pórfido Cuprífero Paramillos Sur, Uspallata, Mendoza Argentina. *Actas 10º Congreso de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 95-100. Buenos Aires.
- Corbett, G.J. and Leach, T.M., 1997. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: structure, alteration and mineralization. Short Course Manual (Unpublished).
- Field, C.W. and Fife, R.H., 1985. Light stable isotope systematics in the epithermal environment. In: Berger, B.R. and Bethke, P.M. (Eds.): *Geology and Geochemistry of epithermal systems*. Review in *Economic Geology*, 2: 99-128.
- Fournier, R.O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. In: Berger, B.R. and Bethke, P.M. (Eds.): *Geology and Geochemistry of epithermal systems*. Reviews in *Economic Geology*, 2: 45-61.
- Furque, G. y Cuerda, A.J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1: 455-522. Córdoba.
- Groeber, P., 1952. Geografía de la República Argentina, II, 1er parte: Mesozoico, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, "Gaea", Buenos Aires.
- Grupo Minero Aconcagua-Northern Orion Exploration Ltd., 1998. Propiedades Mineras de la República Argentina. Informe Inédito, no paginado.
- Harrington, H.J., 1971. Descripción Geológica de la Hoja 22C, Ramblón. Provincia de Mendoza y San Juan. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- Hedenquist, J.W.A., Arribas, Jr and Reynolds, J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Phillipines. *Economic Geology*, 93(4): 373-405.
- Kajiwarra, Y. and Krouse, H.R., 1971. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 1397-1408.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variation for mid to late tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33°S). In: Harmon, R.S. and Rapela, C. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265:113-137. Boulder.
- Lowell, D.J. and Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4): 373-408.
- Méndez, V. y Zappettini, E., 1984. Los pórfidos de cobre de la República Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 5: 590-611. San Carlos de Bariloche.
- Moore, W.J. and Nash, J.T., 1974. Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 69: 631-645.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979. In: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd edition, pp. 509-567. John Wiley & Sons, United States of America.
- Ramos, V. y Nullo, F., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, pp. 149-160. Mendoza.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd edition, pp. 684-737. John Wiley & Sons, United States of America.
- Romani, R., 1968. Informe final zona Paramillos Sur-Area de Reserva N°35, Prov. de Mendoza, República Argentina, Plan Cordillerano, Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires (Inédito).
- Sander, M. and Black, J., 1990. Crystallization and recrystallization of growth zoned vein quartz crystals from epithermal systems. Implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 83: 1052-1060.
- Scott, S.D., 1974. Experimental methods in sulfide synthesis. In: Ribbe, P.H. (Ed.): *Sulfide Mineralogy*, p. SI-S38. Mineralogical Society of America Short Course Notes. MSA, Washington, DC.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Ltd., 239 p.

**Recibido:** 3 de diciembre, 1999

**Aceptado:** 21 de febrero, 2001

# Invertebrados marinos de la Formación Malimán (Carbonífero inferior), y su relación con las asociaciones paleoflorísticas. Provincia de San Juan, Argentina

Nora SABATTINI<sup>1</sup>, Carlos L. AZCUY<sup>2</sup> y Hugo A. CARRIZO<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento Paleozoología Invertebrados, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

<sup>2</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Departamento de Geología. Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón 2. 1428 Buenos Aires.

<sup>3</sup>Fundación Miguel Lillo. Sección Paleobotánica. Miguel Lillo 251. 4000 San Miguel de Tucumán. E-mail: nsabatti@museo.fcnym.unlp.edu.ar

**RESUMEN.** Se describen por primera vez Conulariida, Hyolitha y Gastropoda, procedentes de la sección inferior de la Formación Malimán, cuenca de Río Blanco. La fauna descrita está compuesta por *Paraconularia anteloi* nov. sp., *Mourlonia punillana* nov. sp., *Hyolithes malimanensis* nov. sp., *Bellerophon* (*Bellerophon*) sp., las cuales son incluidas en la nueva zona *Protocanites scalabrinii-Paurorhyncha chavelensis*. Se consideran la edad, distribución geográfica, afinidades faunísticas y las relaciones con asociaciones paleoflorísticas.

**Palabras clave:** Formación Malimán, Invertebrados, Carbonífero, Sistemática, Bioestratigrafía, San Juan, Argentina

**ABSTRACT.** Marine invertebrates from the Maliman Formation (Lower Carboniferous), and their relations with paleofloristic assemblages, San Juan Province, Argentina. Conulariida, Hyolitha and Gastropoda are described from the lower section of the Malimán Formation (Río Blanco Basin) for the first time. The fauna is composed of *Paraconularia anteloi* nov. sp., *Mourlonia punillana* nov. sp., *Hyolithes malimanensis* nov. sp., *Bellerophon* (*Bellerophon*) sp. and is included in the *Protocanites scalabrinii-Paurorhyncha chavelensis* nov. zone. The age, geographical distribution, faunal affinities and relations with paleofloristic assemblages are discussed.

**Key words:** Malimán Formation, Invertebrates, Carboniferous, Systematics, Biostratigraphy, San Juan, Argentina

## Introducción

En esta contribución se describen por primera vez conuláridos, calyptoptomátidos y gastrópodos de la Formación Malimán, en la subcuenca Río Blanco. Estas especies asociadas con otras previamente descritas en varias localidades de la subcuenca Río Blanco son reunidas con el propósito de formalizar la nueva unidad bioestratigráfica denominada zona *Protocanites scalabrinii-Paurorhyncha chavelensis*, la cual se reconoce en depósitos del Carbonífero inferior de las provincias de San Juan y La Rioja. El conjunto de especies descritas con anterioridad había sido previamente nominado como zona de *Protocanites* (González 1981), también ocasionalmente citado como fauna de *Protocanites* (Archangelsky et al. 1987) y, más recientemente mencionado como fauna Malimanense (González 1993a). Los invertebrados previamente descritos en la unidad litoestratigráfica arriba citada son los siguientes: *Paurorhyncha chavelensis* (Amos), *Rugosochonetes* sp. cf.

*R. chesterensis* (Weller) (Amos 1958); *Protocanites scalabrinii* Antelo (1969, 1970), *Pseudorthoceras* sp. (Riccardi y Sabattini 1975) y once especies de bivalvos (González 1993b). Se ha mencionado además la presencia de *Bellerophon* sp. (Amos et al. 1973; Amos 1979; Azcuy et al. 1990), *Trepostira* (*Angyomphalus*) sp. (Amos et al. 1973; Amos 1979; Archangelsky et al. 1987; Azcuy et al. 1990) y también conuláridos, pelecípodos y restos de crinoideos (Antelo 1969). Algunos taxones correspondientes a braquiópodos, gastrópodos, conuláridos y crinoideos que se incluyen en *Protocanites scalabrinii-Paurorhyncha chavelensis* nov. zone han sido también reconocidos en la Formación Agua de Lucho, bolsón de Jagüé, provincia de La Rioja. (González 1993a, b; González y Bossi 1987).

A la biozona propuesta se le ha asignado una antigüedad carbonífera temprana sobre la base de la presencia de una especie del género *Protocanites* Schmidt (Antelo 1969) el cual se halla restringido a la mencionada edad en Estados Unidos, Europa y Aus-

tralia. No obstante, esta designación podría ser revisada ya que actualmente se plantea la hipótesis de que se trataría de una especie asignable al género *Michiganites* (Azcuy *et al.*, Nota del Editor, 1990), de antigüedad viseana. En opinión de Amos (1958) los braquiópodos indicarían una edad carbonífera temprana (*l.s.*), aunque posteriormente Amos *et al.* (1973), sobre la base de la presencia de *Protocanites scalabrinii* Antelo y sus relaciones con otras especies comparables, admiten una antigüedad tournaisiana para los tramos basales de la Formación Malimán. Asimismo, González (1985, 1993a) le asigna a la asociación en cuestión una antigüedad tournaisiana, mientras que los recientes datos paleobotánicos y palinológicos (Carrizo y Azcuy 1997; Carrizo 1998, 1999; Césari y Limarino 1995), permiten referir los niveles inferiores de la Formación Malimán al Tournaisiano y los superiores al Viseano (Fig. 1a).

Es de destacar que Dutro e Isaacson (1991, 1999) han reconocido en la sierra de Almeida (Chile), una fauna de composición comparable, a la cual le asignan una antigüedad tournaisiana. Los elementos comunes son: *Paurorhyncha chavelensis* (Amos) (Dutro e Isaacson 1999) (*=Septemirostellum? chavelensis* según Dutro e Isaacson 1991), *Bellerophon* (*Bellerophon*) sp. y *Paraconularia* sp.

El material estudiado no se halla en buen estado de preservación, los especímenes son fragmentarios y además la mayoría se presentan deformados. Los ejemplares corresponden a las colecciones realizadas por uno de los autores (C.L.A.), las cuales se hallan depositadas en la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA (CPBA), y a las efectuadas por el Dr. B. Antelo, cuyo repositorio es el Departamento Paleozoología Invertebrados de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata (MLP).

### Ubicación, marco geológico y antecedentes

En la subcuenca Río Blanco, desde la latitud de Angualasto hasta unos 10 km al norte de la quebrada Cortaderas (Fig. 1b), en la vertiente occidental de las sierras del Volcán y de La Punilla (Precordillera de San Juan), afloran las clásicas sedimentitas del Carbonífero inferior que fueron analizadas en principio por Furque (1956) quien las refirió como Formación Volcán. Posteriormente, Furque (1958, 1963) al interpretar una probable relación discordante entre los miembros inferior y superior de esta sucesión sedimentaria, restringe el nombre de Formación Volcán para el inferior, estimando sobre la base del registro paleontológico que sería lo más antiguo del Carbonífero, mientras que denomina Formación Panacán al miembro superior.

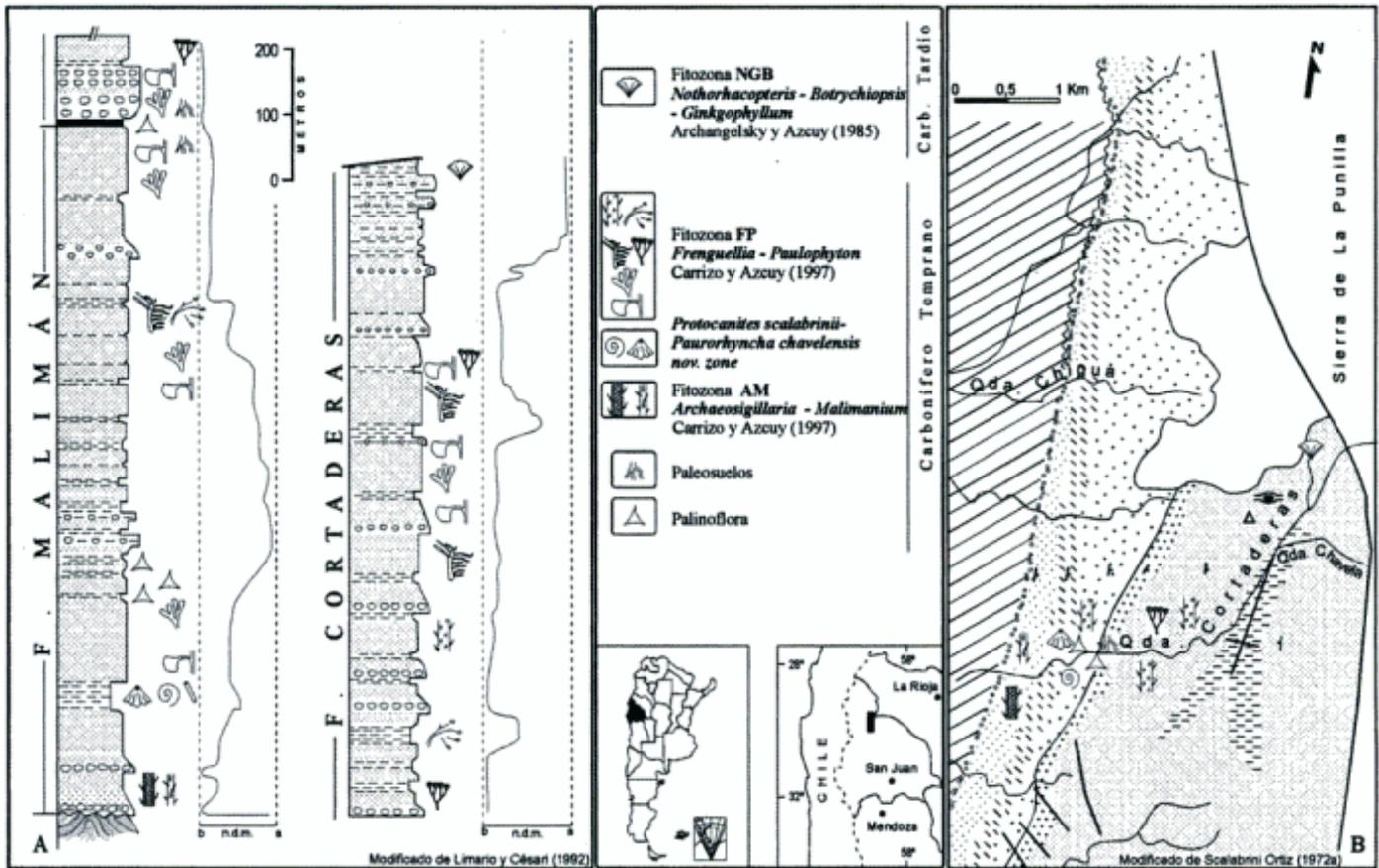
Scalabrini Ortiz (1972a, b) estudia estas rocas en detalle, define dos nuevas unidades litoestratigráficas, las Formaciones Malimán y Cortaderas y señala la relación discordante entre ellas y con la infrayacente Formación Chigua (Fig. 1a y b). El miembro continental de la Formación Chavela, pasó a integrar la base de la Formación Malimán, la cual suprayace en discordancia angular a las sedimentitas devónicas (Scalabrini Ortiz 1972a, b; Furque y Baldis 1973).

Sarudiansky (1971) y Furque y Baldis (1973) admiten la relación discordante entre las Formaciones Chigua y Malimán y aceptan que la parte alta del «Miembro continental Chavela» integra la Formación Malimán.

Limarino y Césari (1992) incluyen esta sucesión sedimentaria en el Grupo Angualasto, definido por los citados autores para agrupar las Formaciones Malimán, Cortaderas y Del Ratón del Carbonífero inferior. Recientemente, Carrizo y Azcuy (1999) incluyen, como resultado de sus observaciones, nuevas unidades en el Grupo Angualasto ampliando su distribución geográfica. Estas unidades son las Formaciones Agua de Lucho, Tres Cóndores y Punilla, las cuales representan potentes depósitos ampliamente distribuidos en la subcuenca Río Blanco y reconocibles en sentido meridiano en la Precordillera de La Rioja y San Juan.

La Formación Malimán con 1.300 m de espesor (Fig. 1a), descansa en discordancia angular sobre la Formación Chigua (Devónico), mientras que su contacto con la suprayacente Formación Cortaderas ha sido motivo de distintas interpretaciones. La relación de discordancia erosiva sustentada por Scalabrini Ortiz (1972a, b), Aceñolaza y Toselli (1981) y Azcuy (1985) fue puesta en duda por Limarino *et al.* (1988), Caminos *et al.* (1990) y Limarino y Césari (1992), quienes consideran que la supuesta discordancia no está vinculada a movimientos diastróficos, sino que responde a movimientos eustáticos. Según Carrizo y Azcuy (1997) y Azcuy *et al.* (1999), estas discontinuidades, denominadas de tipo B, son el resultado de suaves movimientos isostáticos, que pueden generar transgresiones y/o regresiones, o de sensibles cambios en el nivel de base, sin producir la pérdida de paralelismo entre los estratos infra y suprayacentes.

La sucesión presenta una estructura homoclinal vertical que en la quebrada Cortaderas, lugar donde se han realizado las colecciones paleontológicas, muestra su perfil más completo (Fig. 1a, b). Allí, los niveles basales comprenden paraconglomerados sobre los cuales se disponen areniscas gruesas a medias, portadoras de una interesante asociación de licofitas herbáceas, correspondientes a la Fitozona *Archaeosigillaria-Malimanium* Carrizo y Azcuy (1997) propuesta para el más antiguo Carbonífero temprano (Tournaisiano temprano). Unos 200 metros por encima de la base se disponen bancos potentes de areniscas y ocasionales lentes delgadas de conglomerados y pelitas.



REFERENCIAS

FIGURA N° 1A

- Niveles de diamictitas (clastos facetados y estriados)
- Conglomerados, areniscas gruesas, medias a finas y pelitas
- Nivel carbonoso (carbón opaco, vitrinita y pelitas carbonosas)
- Ortoconglomerados con bancos de areniscas medias y gruesas
- Areniscas, limolitas y diamictitas
- Pelitas
- Areniscas gruesas y medianas
- Paraconglomerados y bancos limo - arenosos con tallos
- Devónico

FIGURA N° 1B

- Cadilitos
- Diamictitas de origen glacial
- Sinclinal
- Rumbo y buzamiento
- Contacto
- Fallas
- Formación Cortaderas
- Formación Malimán
- Formación Chigua
- Discordancia angular

Figura 1: a, Perfil esquemático de las Formaciones Malimán y Cortaderas, en la quebrada Cortaderas, con ubicación de los niveles paleoflorísticos y faunísticos. b, Bosquejo geológico de la quebrada Cortaderas.

En las intercalaciones de pelitas macizas y carbonosas son frecuentes los niveles con fauna marina caracterizada principalmente por las especies aquí descritas. Es interesante señalar que a pesar de la cuidadosa búsqueda efectuada no ha sido posible lograr el hallazgo de nuevos ejemplares de *Protocanites scalabrinii*. Continúa el perfil con una alternancia de areniscas y limolitas con participación de diamictitas. Estos niveles arenoso-pelíticos se caracterizan por la abundancia de especies características de la Fitozona *Frenguella-Paulophyton* Carrizo y Azcuy (1997) propuesta para el Carbonífero temprano tardío (Tournaisiano tardío- Viseano). La sección superior está constituida por bancos potentes de areniscas y niveles de ortoconglomerados. En las intercalaciones pelíticas y en las areniscas son frecuentes las improntas de especímenes pertenecientes a la Fitozona *Frenguella-Paulophyton* los cuales se extienden por todo el perfil incluyendo los tramos inferior y medio de la Formación Cortaderas. En la parte más alta del perfil (tramo superior de la Formación Cortaderas) se reconocen niveles portadores de elementos de la Fitozona NBG de antigüedad carbonífera tardía.

### Descripciones sistemáticas

#### Phylum Cnidaria

Clase Scyphozoa Moore y Harrington

Orden? Conulariida Miller y Gurley

(=Phylum Conulariida Babcock y Feldmann 1986a)

Género *Paraconularia* Sinclair 1940

*Especie tipo:* *Conularia inaequicostata* Koninck (1883, p. 225), del Tournaisiano de Bélgica, designada por Sinclair (1940).

*Paraconularia anteloi* n. sp.

(Fig. 2, a-f)

*Origen del nombre:* Dedicada al Dr. B. Antelo quien coleccionó el material correspondiente a esta especie.

*Holotipo:* MLP N° 25774; peridermo preservado (no completamente) y molde interno.

*Localidad tipo:* quebrada Chigua Norte, E del Río Blanco, provincia de San Juan.

*Paratipos:* Moldes externos: MLP 25775 – 25776 y 25778; molde interno: MLP 25777.

*Diagnosis:* Paraconulárido de sección rectangular. Línea parietal inconspicua en la cara más amplia, con una ligera elevación en la cara más angosta. Costillas anchas tuberculadas. Espacios cóncavos. Pequeño ángulo apical.

*Descripción:* Peridermo de tamaño mediano, con sección rectangular. El ejemplar más completo tiene

más de 20 mm de longitud; el ancho oscila desde 7,2 hasta 10 milímetros. En las caras más amplias la línea facial sólo se halla marcada por la interrupción y alternancia de las costillas, mientras que en las caras más angostas se presenta como una ligera elevación a modo de carena. El ángulo que forman las costillas con la línea facial es de 68° a 70°; el número de costillas por mm varía desde 2 cerca de la abertura hasta 4 en las proximidades del ápice. El ángulo constituido por las costillas y una perpendicular a los surcos (*rod angle* de Babcock y Feldmann 1986a) es de 10°. Las caras son suavemente convexas. Los espacios intercostales son notoriamente cóncavos, habiéndose observado unas pocas barras oblicuas en los mismos. Las costillas son rectas y se inclinan apicalmente hacia los surcos, formando con éstos un ángulo de 70° a 75°. Los surcos son profundos con interrupción de las costillas. Los tubérculos que se disponen sobre las costillas no se han percibido con claridad debido al desgaste que presentan; se encuentran en número de 8 por mm cerca del ápice y llegan a 4 por mm en las proximidades de la abertura.

*Comparaciones:* De las especies del género *Paraconularia* conocidas del Paleozoico tardío de Argentina, sólo una presenta sección rectangular y por lo tanto es comparable a la descrita. Se trata de *P. sueroi* Mariñelarena (1970), del Pérmico inferior de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut. En la diagnosis de la especie patagónica Mariñelarena (1970: 145) refiere: «Sección rectangular, casi cuadrada», pero la citada especie tiene mayor tamaño (45 mm *versus* 20), surcos poco profundos y menor número de costillas por mm (5 aperturales y 7 proximales en 3 mm). También se ha comparado esta especie con las descritas por Babcock y Feldmann (1986b), en su revisión de especies del género *Paraconularia* del Devónico y Mississippiano de América del Norte y con las dadas a conocer para Australia por Fletcher (1938) y Campbell (1962). De todas ellas, la más semejante a la descrita es *Conularia tuberculata* Fletcher (1938) la cual presenta sección rectangular de dimensiones comparables pero las costillas transversales se hallan más espaciadas y la línea parietal está representada por un surco. La combinación de sección rectangular y pequeño ángulo apical son los caracteres distintivos de *P. anteloi* que la diferencian de las otras especies conocidas de este género.

#### Phylum Mollusca

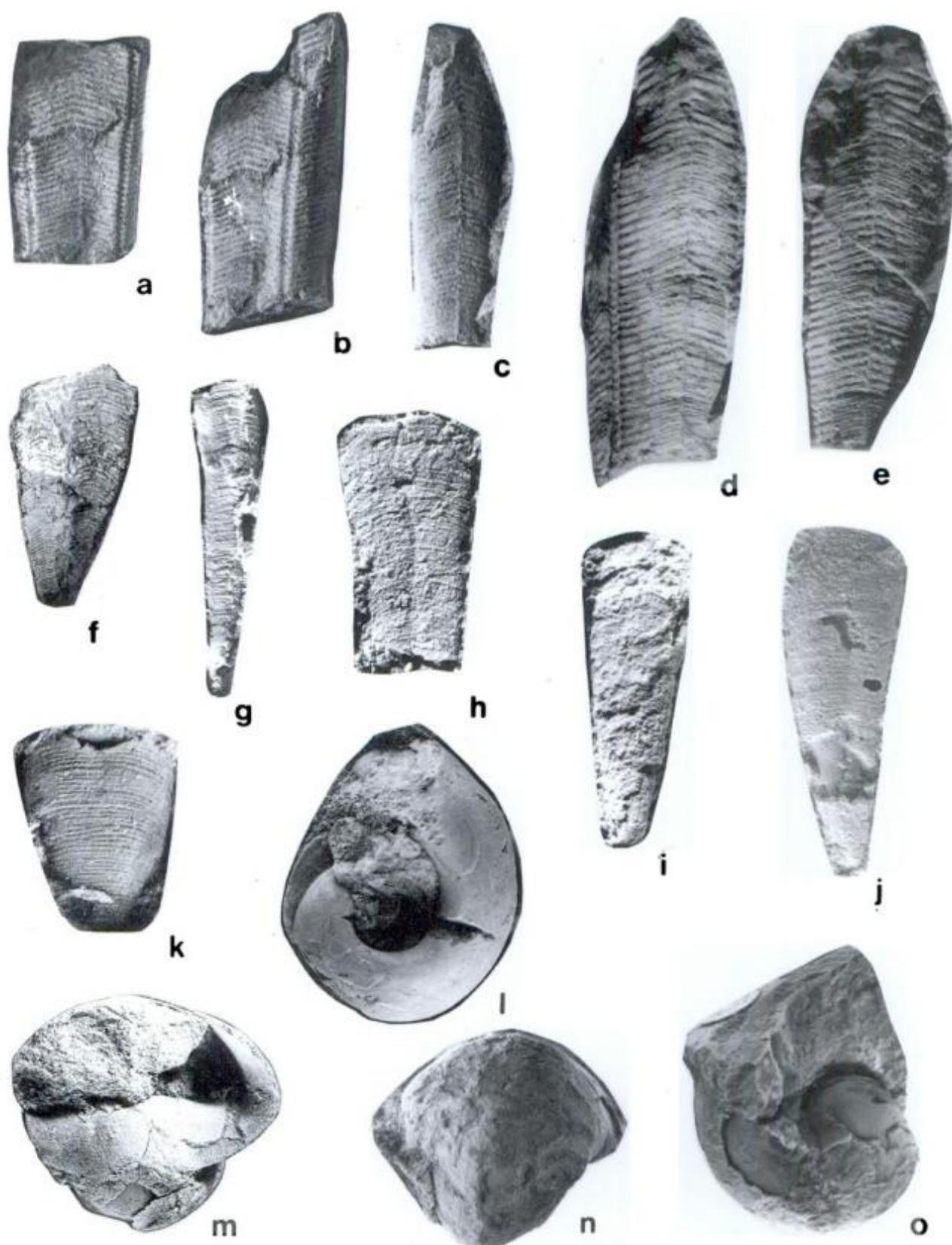
Clase Hyolitha Marek 1963 (=Clase

Calyptomatida Fisher 1962)

Orden Hyolithida Matthew 1889

Familia Hyolithidae Nicholson 1872

Género *Hyolithes* Eichwald 1840



**Figura 2:** a-f, *Paraconularia anteloi* n. sp., quebrada Chigua, vistas laterales. a-d, holotipo MLP 25774, a-c X 2 y d X 2,5; e, MLP 25776 X 3; f, 25777 X 2. g-k, *Hyolithes malimanensis* n. sp., quebrada Cortaderas. g, MLP 25788b, molde artificial, vista dorsal X 4; h, CPBA 19568, vista ventral X 4; i, CPBA 19565, vista ventral X 6; j, CPBA 19566, vista ventral X 6; k, MLP 25788a, molde artificial, vista ventral X 6. l-o, *Bellerophon (Bellerophon)* sp., quebrada Chigua. l, MLP 25781, vista lateral X 2,5; m, MLP 23323, vista apertural X 2; n, MLP 25780, vista abapertural X 2; o, MLP 25780, vista lateral oblicua X 2.

*Especie tipo:* *Hyolithes acutus* Eichwald 1840, p. 97, del Ordovícico de Estonia.

*Hyolithes malimanensis* n. sp.

(Fig. 2, g-k)

*Origen del nombre:* Perteneciente a la Formación Malimán.

*Serie tipo:* CPBA 19565-19570, ejemplares con el peridermo reemplazado; MLP 25788 a-b y 25791, ejemplares preservados como moldes externos.

*Localidad tipo:* quebrada Cortaderas, norte de Angualasto, Precordillera de San Juan.

*Diagnosis:* Conchilla de tamaño mediano. Sección subtriangular. Con bandas dorso-laterales lisas. Costillas de crecimiento de mediano relieve.

*Descripción:* Conchilla de tamaño mediano, longitudinalmente rectilínea. El espécimen más grande mide 14 mm de longitud, mientras el más pequeño mide 7,4 mm; la amplitud de la cara ventral, cerca de la abertura oscila desde 3 hasta 5 mm y el ancho de las caras dorsales (en el único espécimen donde éstas se preservan) es de 2,5 mm adapturalmente. Ápice aparentemente redondeado. En la cara ventral la ornamentación consiste de líneas de crecimiento con aspecto de angostas costillas, las cuales son convexas hacia la abertura; en dos ejemplares (CPBA 19569 y MLP 25788a) también se observan tenues elevaciones longitudinales, entre las costillas de crecimiento, más notables adapturalmente. En las caras dorsales se distinguen las bandas dorso-laterales lisas y angostas (0,8 mm de amplitud). Las costillas de crecimiento se hallan igualmente espaciadas en la cara ventral y las dorsales: 4-6 por mm adapturalmente y 6-7 por mm cerca de la abertura. Ángulo de crecimiento ( $\alpha$ ): 16°.

*Comparaciones:* *H. wawerliensis* Hyde (1953) del Mississippiano de Ohio tiene dimensiones semejantes y presenta bandas dorso-laterales, pero posee un ángulo  $\alpha$  mayor (28° versus 16°) y carece de ornamentación longitudinal. *H. parvulus* Girty (1926), del Mississippiano de Texas, presenta el mismo número de costillas por mm y posee bandas dorso-laterales pero es de menor tamaño y no ostenta ornamentación longitudinal. *H. minutissimus* Yoo (1988), del Carbonífero temprano de Australia, es comparable en la ornamentación de las costillas transversales, aunque es también de menor tamaño y no se menciona la existencia de bandas dorso-laterales ni ornamentación longitudinal. De las especies descritas para el Paleozoico tardío de Argentina, correspondientes al Pérmico inferior de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut, sus relaciones son las siguientes: *Hyolithes malimanensis* n. sp. exhibe dimensiones similares a *H. amosi* González y Sabattini (1972); no obstante, la proporción largo/ancho es diferente, el ángulo de crecimiento  $\alpha$  es menor (16° versus 17°-20°), las bandas dorso-laterales son lisas

y más angostas y carece de ornamentación longitudinal; con respecto a *Hyolithes* sp. (González y Sabattini 1972) (= *Hyolithes* sp. I, Pagani y Sabattini 1999) se asemeja en la aparición de ornamentación longitudinal, aunque en dicha especie se trata de costillas longitudinales bien marcadas mientras que en la especie descrita son sólo suaves elevaciones entre las costillas transversales y además el ángulo  $\alpha$  difiere notoriamente (10° versus 16°); de *Hyolithes* sp. II (Pagani y Sabattini 1999) se diferencia por su menor tamaño, ángulo  $\alpha$  menor (16° versus 25°) y presencia de ornamentación longitudinal; de *Hyolithes* sp. III (Pagani y Sabattini 1999) se distingue por su mayor tamaño, menor ángulo de crecimiento (16° versus 32°) y comparecencia de ornamentación longitudinal.

Clase Gastropoda

Superfamilia Bellerophontoidea M'Coy

Familia Bellerophontidae M'Coy

Subfamilia Bellerophontinae M'Coy

Género *Bellerophon* Montfort 1808

Subgénero *Bellerophon* (*Bellerophon*) Montfort 1808

*Especie tipo:* *Bellerophon vasulites* Montfort 1808, del Devónico Medio de Alemania.

*Bellerophon* (*Bellerophon*) sp.

(Fig. 2, l-o)

1973. *Bellerophon* sp., Amos *et al.*, p. 13.

1979. *Bellerophon* sp., Amos, p. 15.

*Material y repositorio:* MLP 23323, ejemplar con la conchilla reemplazada; MLP 25780-25781 y 28002, moldes internos con parte de la conchilla reemplazada.

*Localidad:* quebrada Chigua Norte, E del río Blanco, provincia de San Juan.

*Descripción:* Gastrópodo de tamaño mediano y conchilla de 2 mm de espesor.

Forma globosa, de mayor amplitud (23,2 mm) que longitud (19,5 a 21 mm). Ornamentada con líneas de crecimiento: 3-4 por mm, sin observarse ornamentación espiral. No se ha observado la selenizona. Abertura expandida. Fina inductura. Anónfalo.

*Observaciones:* Debido al mal estado de preservación de los escasos ejemplares estudiados, no se ha podido realizar una determinación a nivel específico.

Superfamilia Pleurotomarioidea Swainson

Familia Eotomariidae Wenz

Subfamilia Eotomariinae Wenz

Tribu Mournalonides Yochelson y Dutro

Género *Mourlonia* Koninck 1883

*Especie tipo: Helix carinatus* J. Sowerby del Carbonífero inferior de Gran Bretaña.

*Mourlonia punillana* nov. sp.  
(Fig. 3, a-h)

1973. *Treospira* (*Angyomphalus*) sp., Amos *et al.*, p. 13.

1979. *Treospira* (*Angyomphalus*) sp., Amos, p. 15.

1987. *Treospira* (*Angyomphalus*) sp., Archangelsky *et al.*, Lám. I, fig. 5.

*Origen del nombre:* Perteneciente a la sierra de La Punilla.

*Holotipo:* CPBA 19574; conchilla reemplazada.

*Localidad tipo:* quebrada Cortaderas, norte de Añualasto, Precordillera de San Juan. CPBA 19569-19573, 19575-19593 y 19601.

*Otras localidades:* 3,5 km al E de la desembocadura de la quebrada Chigua en el río Blanco: MLP 20105, 25781-25786 y 28854; quebrada de La Chavela, E de río Blanco: MLP 25787.

*Preservación:* Reemplazos, moldes internos y externos.

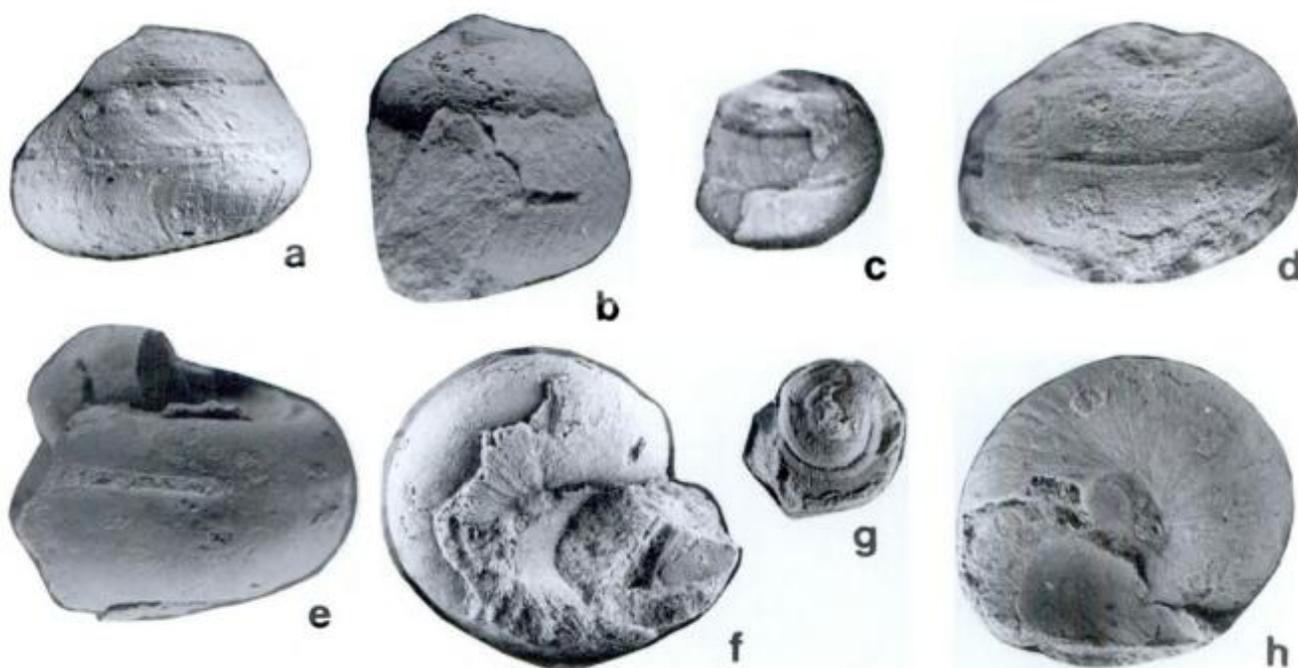
*Diagnosis:* Gastrópodo relativamente pequeño, globoso, ornamentado sólo con líneas de crecimiento, presentando un espesamiento de las mismas adyacente a la sutura adapical. Selenizona angosta y suavemente convexa que genera una profunda y angosta escotadura.

*Descripción:* Conchilla moderadamente pequeña, perfil de las vueltas convexo, con espira relativamen-

te reducida en relación a la última vuelta, la cual es globosa. Conchilla ligeramente más ancha que alta, 8,6-10,5 mm de altura y 11,3-12,4 mm de amplitud (ejemplares adultos). La selenizona es angosta (0,6-0,7 mm en la última vuelta), levemente convexa y se halla ubicada arriba de la periferia; se encuentra delimitada por dos delicadas costillas, la inferior de las cuales corresponde a la parte más externa de la vuelta; ocasionalmente se observa una depresión que la recorre en su parte media, sólo visible en las últimas vueltas. La selenizona es adyacente a la sutura abapical. Las líneas de crecimiento son marcadamente prosoclinas sobre la parte superior de la vuelta, en la parte inferior de la misma comienzan opistoclinas para luego girar rápidamente en sentido contrario dirigiéndose hacia la base de la conchilla. La ornamentación está, además, representada por el engrosamiento de las costillas de crecimiento, que parten de la sutura adapical para desaparecer en la mitad de la parte superior de la vuelta. En la misma, adyacente a la sutura adapical, se observa una franja de mayor convexidad, correspondiente a la zona de mayor desarrollo de las costillas. Lúnulas poco marcadas.

Base redondeada, criptónfala. Labio columelar oblicuo, con una espesa inductura que cubre la región umbilical. Suturas no muy profundas. La escotadura sifonal es profunda. Angulo pleural: 67° a 77°. El espesor de la conchilla es de 0,5 milímetros.

*Observaciones:* Esta especie fue ubicada en un principio en el subgénero *Treospira* (*Angyompha-*



**Figura 3:** a-h, *Mourlonia punillana* n. sp. a-b, holotipo CPBA 19574, vista lateral X 3,5 y vista de la escotadura X 4; c, MLP 25788c, molde artificial, vista lateral oblicua X 3; d, CPBA 19593, vista lateral X 3,5; e-f, CPBA 19578, molde interno mostrando la escotadura X 3,5 y vista basal X 3; g, MLP 20105, vista apical X 3; h, CPBA 19577, vista basal X 4. Todos de quebrada Cortaderas excepto el MLP 20105 de quebrada Chigua.

lus), debido a que los primeros ejemplares hallados eran formas juveniles y se encontraban deformados, lo que hizo pensar que se trataba de una conchilla lenticular. Esto unido al tipo de ornamentación, con las costillas espesadas a modo de elevaciones cerca de la sutura adapical, más las características de la base de la conchilla, indujeron al error. El posterior hallazgo de nuevo material permitió el análisis de formas adultas y ejemplares que aunque incompletos carecían de deformación, lo cual permitió la reubicación de estas formas en el género *Mourlonia*, por el perfil de las vueltas, ornamentación, escotadura y caracteres basales.

**Comparaciones:** La especie estudiada difiere claramente de todas las especies del género descriptas para el Paleozoico superior de Argentina. De *M. (Pseudobaylea) poperimensis* Maxwell (Sabattini y Noirat 1969), de la Cuenca Tepuel-Genoa, Chubut, se distingue por su menor tamaño, carencia de ornamentación espiral, menor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $73^{\circ}$ - $86^{\circ}$ ) y por no poseer ombligo en la última vuelta; de las especies descriptas de la localidad de Barreal, Formación Hoyada Verde, San Juan se diferencia: de *Mourlonia* sp. (Sabattini 1980), por su delicada ornamentación, su forma globosa, posición más elevada de la selenizona y mayor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $60^{\circ}$ ); de *Mourlonia striata* (Sowerby) (Taboada y Sabattini 1987), en el perfil de las vueltas, convexas en la parte superior e inferior, en la posición más elevada de la selenizona, profunda escotadura y menor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $95^{\circ}$ ); con respecto a *M. sanjuanensis* Sabattini et al. (1990), de la Quebrada La Delfina, Formación Tupe, San Juan, la especie descripta se distingue por una distancia menor entre la selenizona y la sutura abapical, tener una espira menos desarrollada, pequeño tamaño y menor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$ ) aunque se asemeja en la posición de la selenizona, cuya lira inferior indica la parte más exterior de la vuelta y en la delicada ornamentación. Con relación a las especies conocidas del Carbonífero inferior de otras regiones ninguna presenta la característica de tener las líneas de crecimiento espesadas adapicalmente: en el ángulo pleural y perfil de las vueltas se asemeja a *M. angulata* Easton (1943) del Mississippiano de Arkansas, Estados Unidos, pero se diferencia en una ornamentación menos marcada y mayor tamaño; en el perfil de las vueltas y posición de la selenizona en relación a la sutura abapical se compara con *M. sableyi* Yochelson y Dutro (1960, 1963) del Mississippiano de Alaska, pero se diferencia por tener mayor tamaño, una selenizona más angosta bordeada por liras, ubicada encima de la periferia y ornamentación colabral poco notable; *Mourlonia* sp. indet. Thein y Nitecki (1974), del Mississippiano de Illinois, Estados Unidos se compara en el tamaño y delicada ornamentación colabral aunque posee mayor

ángulo pleural ( $85^{\circ}$ ) y un perfil de las vueltas más cónico; por la forma globosa de la conchilla y espira reducida se asemeja a *M. venusta* Gordon y Yochelson (1987), del Mississippiano de Utah, Estados Unidos, pero se diferencia de la misma por carecer de ornamentación espiral, presentar selenizona más angosta y menor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $100^{\circ}$ ); con respecto a la especie tipo, *M. carinata* (J. Sowerby) (Knight 1941), del Carbonífero inferior de Gran Bretaña, se asemeja en ser fanerónfala en las primeras vueltas, con el adulto anónfalo, en la relación selenizona-sutura abapical, profunda escotadura y delicada ornamentación, pero se diferencia en el perfil de las vueltas y menor ángulo pleural ( $67^{\circ}$ - $77^{\circ}$  versus  $95^{\circ}$ ).

**Otros invertebrados:** Se ha registrado además la presencia de *Paurorhyncha chavelensis* Amos (MLP 25787, 25789 y 25790; CPBA 19586, 19595-19596) así como también numerosos especímenes de bivalvos (MLP 25792-25794; CPBA 19584-19588, 19590-19591, 19594, 19597-19600, 19602) y artejos de crinoideos (MLP 25795; CPBA 19589, 19603).

### Bioestratigrafía

La identificación de las nuevas especies aquí propuestas, sumadas a los estudios efectuados con anterioridad en depósitos eocarboníferos de la subcuenca Río Blanco (Amos 1958; Antelo 1969; Amos et al. 1973; Riccardi y Sabattini 1975; González 1993b), ha enriquecido el conocimiento de las asociaciones faunísticas del Carbonífero temprano de Argentina. Las características ahora presentadas por el conjunto faunístico permiten proponer una nueva unidad bioestratigráfica de asociación, denominada zona *Protocanites scalabrinii-Paurorhyncha chavelensis* nov.

En la nueva biozona, *Protocanites scalabrinii* Antelo (1969, 1970) es la especie más significativa como indicadora de antigüedad, mientras que *Paurorhyncha chavelensis* (Amos 1958) es la más representativa por su amplia distribución geográfica. La asociación se completa con *Paraconularia anteloi* n. sp., *Bellerophon (Bellerophon)* sp., *Mourlonia punillana* n. sp., *Hyolithes malimanensis* n. sp., *Pseudorthoceras* sp. (Riccardi y Sabattini 1975), once especies de bivalvos (González 1993b) y crinoideos.

En la Argentina esta asociación está representada en la Formación Malimán, en las quebradas Chigua y Cortaderas, al este del río Blanco, provincia de San Juan (Amos 1958; Antelo 1969; Amos et al. 1973), mientras que en la provincia de La Rioja se halla presente en la Formación Punilla en el área del río La Troya (Fauqué et al. 1989; Carrizo y Azcuy 1999) y en la Formación Agua de Lucho, al oeste de Jagüé (González y Bossi 1987; González

1993b). Se propone como localidad tipo la quebrada Cortaderas, ubicada en el faldeo occidental de la sierra de La Punilla, Precordillera de San Juan y como estratotipo la sección inferior de la Formación Malimán en la quebrada Cortaderas (Fig. 1a, b).

Con respecto a la antigüedad de la biozona, la misma se ubicaría, según su contenido faunístico, entre el Tournaisiano y el Viseano hasta tanto se realice una revisión del material asignado a *Protocanites scalabrinii* Antelo. Sin embargo, considerando las edades aportadas por las fitozonas asociadas: *Archaeosigillaria-Malimanium* y *Frenguella-Paulophyton* (Carrizo y Azcuy 1997; Carrizo 1998, 1999), como así también los resultados de los datos palinológicos (Césari y Limarino 1995), se puede sugerir para esta unidad bioestratigráfica una antigüedad tournaisiana.

La única asociación comparable con la aquí descrita es aquella dada a conocer por Dutro e Isaacson (1991, 1999) de la sierra de Almeida, Chile, con una especie: *Paurorhyncha chavelensis*, un subgénero: *Bellerophon* (*Bellerophon*), y un género: *Paraconularia*, en común. Esta similitud sugiere que depósitos del Carbonífero inferior, marinos y también continentales (localidad de Arrayán, Chile; Bernardes de Oliveira y Rosler 1980) ocurrieron al este y oeste del incipiente arco volcánico.

#### Agradecimientos

Los autores agradecen la financiación parcial de este trabajo al CONICET (PIP 4024/97) y al FONCYT (Pict N° 1864). También se deja constancia de la colaboración brindada por V. Melemenis en la confección de los moldes de caucho de silicón, de S. Gomba y C. Martín por la ayuda en la preparación del material y de F. Castets por la realización del trabajo fotográfico.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1981. Geología del noroeste argentino. Publicación Especial Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán: 1-212. Tucumán.
- Amos, A. J., 1958. Some Lower Carboniferous brachiopods from the Volcan Formation, San Juan, Argentina. *Journal of Paleontology*, 32 (5): 838-845. Tulsa.
- Amos, A. J., 1979. Faunas Carbónicas y Faunas Pérmicas. En Guía Paleontológica Argentina. Parte I: Paleozoico, Sec. V y VI: 1-154. Publ. CONICET - FECIC. Buenos Aires.
- Amos, A. J., Antelo, B., González, C. R., Mariñelarena, M. P. de, y Sabbatini, N., 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de la Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 3: 3-20.
- Antelo, B. R., 1969. Hallazgo del género *Protocanites* (*Ammonoidea*) en el Carbonífero Inferior de la Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 6 (1): 69-73. Buenos Aires.
- Antelo, B. R., 1970. *Protocanites scalabrinii* por «*Protocanites australis* Antelo (non *Protocanites australis* Delepine)». *Ameghiniana*, 7 (2): 160. Buenos Aires.
- Archangelsky, S., Azcuy, C.L., González, C.R. y Sabbatini, N., 1987. Correlación general de las biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero de la República Argentina*, 13: 281-392. Córdoba.
- Azcuy, C. L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. *Compte Rendu du 10º Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, 4: 281-293. Madrid.
- Azcuy, C.L., Sabbatini, N. and Taboada, A.C., 1990. Advances in the Lower Carboniferous Zonation of Argentina. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 130: 207-210. Frankfurt.
- Azcuy, C. L., Carrizo, H. A. y Caminos, R., 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 26 (12): 261-317. Buenos Aires.
- Babcock, L.E. and Feldmann, M., 1986a. Devonian and Mississippian conulariids of North America. Part A. General description and *Conularia*. *Annals Carnegie Mus. Nat. Hist.*, 55 (15): 349-410. Pittsburgh.
- Babcock, L.E. and Feldmann, M., 1986b. Devonian and Mississippian conulariids of North America. Part B. *Paraconularia*, *Reticuloconularia*, new genus, and organisms rejected from *Conulariida*. *Annals Carnegie Mus. Nat. Hist.*, 55 (16): 411-479. Pittsburgh.
- Bernardes de Oliveira, M. E. e Rösler, O., 1980. Licófitas Paleozoicas do Chile. *Boletim Instituto de Geociências USP* 11: 43-49. São Paulo.
- Caminos, R., Fauqué, L. y Limarino, C., 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. *Annual Meeting of the Working Group Project IUGS 211*, Abstracts: 132-146. Buenos Aires.
- Campbell, K.S.W., 1962. Marine fossils from Carboniferous glacial rocks of New South Wales. *Journal of Paleontology*, 36 (1): 38-52. Tulsa.
- Carrizo, H.A., 1998. Estudio de floras eocarboníferas de Argentina y su comparación con las de otras regiones relacionadas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, 304 p. (Inédito).
- Carrizo, H. A., 1999. Asociaciones paleoflorísticas del Carbonífero Temprano de Argentina. Resúmenes 1º Simposio Argentino del Paleozoico Superior: 13-14. Anillaco, La Rioja.
- Carrizo, H. A. y Azcuy, C. L., 1997. Las Fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. *Revista Universidade Guarulhos. Geociências* 2 (nº especial): 19-27. São Paulo.
- Carrizo, H. A. y Azcuy, C. L., 1999. Las unidades del Grupo Angualasto. Resúmenes 1º Simposio Argentino del Paleozoico Superior: 15-16. Anillaco, La Rioja.
- Césari, S. y Limarino, C., 1995. Primer registro palinológico de la Formación Malimán (Carbonífero Inferior), cuenca Río Blanco, Argentina. *Actas 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*: 77-83. Trelew.
- Dutro, J.T. and Isaacson, P.E., 1991. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, northern Chile. *Abstracts 2nd International Brachiopod Congress*: 33. New Zealand.
- Dutro, J.T. and Isaacson, P.E., 1999. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, northern Chile. *Journal of Paleontology*, 73 (4): 625-633.
- Easton, W.H., 1943. The fauna of the Pitkin formation of Arkansas. *Journal of Paleontology*, 17 (2): 125-154. Tulsa.
- Eichwald, 1840. Über das silurische Schichtensystem in Esthland. *Zeitschrift für natur- und Heilkunde Saint Petersburg*, Heft 1-2: 210 pp. San Petersburgo.
- Fauqué, L., Limarino, C., Césari, S. y Sabbatini, N., 1989. El Carbonífero Inferior fosilífero del área del Río La Troya, sudoeste de la Provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 26 (1-2): 55-62. Buenos Aires.

- Fletcher, H.O., 1938. A revision of the Australian *Conularia*. Records Australian Museum, 20: 235-255. Sydney.
- Furque, G., 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11: 46-71. Buenos Aires.
- Furque, G., 1958. El Gondwana inferior en la Precordillera septentrional (Argentina). 20º Congreso Geológico Internacional. Comisión del Gondwana: 237-256. México.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol, provincias de La Rioja y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-104. Buenos Aires.
- Furque, G. y Baldi, B., 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del noroeste de la Precordillera. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 241-251. Buenos Aires.
- Girty, G.H., 1926. The macro-fauna of the Limestone of Boone age. United States Geological Survey Professional Papers, 146: 24-43. Washington.
- González, C.R., 1981. El Paleozoico Superior marino de la República Argentina, bioestratigrafía y paleoclimatología. Ameghiniana, 18 (1-2): 51-65. Buenos Aires.
- González, C.R., 1985. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico Superior marino de la cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina. Acta Geológica Lilloana, 16 (2): 231-244. Tucumán.
- González, C.R., 1993a. Late Paleozoic Faunal succession in Argentina. Compte Rendu du 12º Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère et Permien, 1: 537-550. Buenos Aires.
- González, C.R., 1993b. Early Carboniferous Bivalvia from western Argentina. Alcheringa, 18: 169-185.
- González, C.R. y Bossi, G.E., 1987. Descubrimiento del Carbónico Inferior marino al oeste de Jagüel, La Rioja. Actas 4º Congreso Latinoamericano de Paleontología, 2: 713-729. Santa Cruz de La Sierra.
- González, C.L. y Sabattini, N., 1972. *Hyalithes amosi* n. sp. (Calyptomatida, Mollusca) del Paleozoico Superior del Grupo Tepuel, Provincia de Chubut. Ameghiniana, 9 (2): 183-189. Buenos Aires.
- Gordon, M. Jr. and Yochelson, E. L., 1987. Late Mississippian gastropods of the Chainman Shale, West-Central Utah. United States Geological Survey Professional Paper 1368: 1-112. Washington.
- Hyde, J.E., 1953. The Mississippian formations of Central and Southern Ohio. Bulletin Ohio Geological Survey, 51, 351 p., Ohio.
- Knight, J.B., 1941. Paleozoic Gastropod Genotypes. Special Papers Geological Society of America, 32: 1-510. Baltimore.
- Koninck, L.G. de, 1883. Faune du calcaire carbonifère de la Belgique, IV. Gastropodes (suit et fin). Annales Musée Royale d'Histoire Naturelle de Belgique, 8: 1-224. Bruselas.
- Limarino, C. y Césari, S. N., 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero Inferior, Precordillera de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(1): 61-72. Buenos Aires.
- Limarino, C., Césari, S. y Page, R., 1988. Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas fases diastróficas del Paleozoico Superior. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43(4): 562-566. Buenos Aires.
- Mariñelarena, M.P. de, 1970. Algunas especies de *Paraconularia* Sinclair del "Sistema de Tepuel" (Chubut) y sus relaciones con faunas del hemisferio austral. Ameghiniana, 7(2): 139-150. Buenos Aires.
- Montfort, P.D. de, 1808. Conchyliologie systématique, et classification méthodique des coquilles. Tome 1. París.
- Pagani, M.A. y Sabattini, N., 1999. Los *Hyalitha* (Mollusca?) del Paleozoico superior de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana, 36. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C. and Sabattini, N., 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. Palaeontology, 18 (1): 117-136. London.
- Sabattini, N., 1980. Gastrópodos marinos carbónicos y pérmicos de la Sierra de Barreal (Provincia de San Juan). Ameghiniana, 17 (2): 109-119. Buenos Aires.
- Sabattini, N. y Noirat, S., 1969. Algunos Gastropoda de las superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyceratacea del Paleozoico superior de Argentina. Ameghiniana, 6 (2): 98-118. Buenos Aires.
- Sabattini, N., Ottone, E. G. y Azcuy, C. L., 1990. La zona de *Lissochonetes jachalensis*-*Streptorhynchus inaequioratus* (Carbonífero tardío) en la localidad de La Delfina, Provincia de San Juan. Ameghiniana, 27 (1-2). Buenos Aires.
- Scalabrini Ortiz, J., 1972a. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27(4): 351-377. Buenos Aires.
- Scalabrini Ortiz, J., 1972b. La cuenca del Río Blanco en el sector norte de la Precordillera argentina y su relación con las sedimentitas del «Grupo Paganzo». Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44 (suplemento): 313-320. Río de Janeiro.
- Sinclair, G.W., 1940. The genotype of *Conularia*. Canadian Field-Naturalist, 54 (5): 72-74.
- Taboada, A. y Sabattini, N., 1987. Nuevos Eotomariidae (Gastropoda) del Paleozoico superior de Argentina. Ameghiniana, 24 (3-4): 175-180. Buenos Aires.
- Thein, M. L. and Nitecki, M. H., 1974. Chesterian (Upper Mississippian) Gastropoda of the Illinois Basin. Fieldiana Geology, 34: 1-238. Chicago.
- Yochelson, E.L. and Dutro, J.T. Jr., 1960. Late Paleozoic Gastropoda from northern Alaska. U. S. Geological Survey Professional Paper, 334-D: 111-147. Washington.
- Yochelson, E.L. and Dutro, J.T. Jr., 1963. *Mourlonia sablei*, new name for *Mourlonia minuta* Yochelson y Dutro, 1960, not Weller, 1916. Journal of Paleontology, 37 (3): 725. Tulsa.
- Yoo, E.K., 1988. Early Carboniferous Mollusca from Gundy, Upper Hunter, NewSouth Wales. Records of the Australian Museum, 40(4): 233-264. Sydney.

**Recibido:** 29 de diciembre, 1999

**Aceptado:** 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

## Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales

Mariana L. GAGLIARDO<sup>1</sup>, Alberto T. CASELLI<sup>1</sup>, Carlos O. LIMARINO<sup>1,2</sup>, Ferrán COLOMBO PIÑOL<sup>3</sup>  
y Alfonsina TRIPALDI<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA Buenos Aires

<sup>2</sup> CONICET

<sup>3</sup> Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, España  
E-mail: mar@gl.fcen.uba.ar

**RESUMEN.** La cuenca neógena de Rodeo-Iglesia, ubicada en el noroeste de Argentina (provincia de San Juan) consiste de una espesa y estrecha faja de sedimentitas neógenas depositadas durante la Orogenia Andina. Al menos dos esquemas estratigráficos diferentes han sido propuestos para la secuencia en cuestión. Wetten (1975) definió a las formaciones Lomas del Campanario y Las Flores a las que incluyó en el Grupo Iglesia. Simultáneamente, Furque (1975) propuso la denominación de Formación Rodeo para el Terciario de la región. Los afloramientos de Cuesta del Viento y Lomas del Campanario fueron estudiados en este trabajo, reconociéndose 5 secciones dentro de la secuencia terciaria. La sección 1 está compuesta por brechas macizas depositadas en taludes y pequeños abanicos aluviales; la sección 2 está conformada por chonitas, pelitas, brechas volcánicas e ignimbritas revelando la existencia de actividad volcánica en la región; la sección 3 areniscas finas y medianas con frecuente estratificación entrecruzada y niveles conglomerádicos depositados en ambiente fluvial; la sección 4 forma una espesa secuencia de pelitas y areniscas finas con delgadas intercalaciones de margas y finalmente la sección 5 muestra una compleja composición litológica ya que incluye conglomerados, areniscas, pelitas y niveles de evaporitas (yeso) depositados en ambiente fluvial y lacustre. La correlación regional de las secciones mencionadas ha permitido extender el nombre de Formación Rodeo para toda la secuencia neógena de la Cuenca Rodeo-Iglesia.

**Palabras clave:** *Orogenia Andina, Terciario, Cuenca Rodeo-Iglesia, Estratigrafía del Neógeno*

**ABSTRACT.** *The Tertiary units of the Rodeo-Iglesia Basin: validity and correlation of the formational units.* The Rodeo-Iglesia Basin, of north-west Argentina (San Juan province), consists of a narrow belt of thick Neogene sediments related to the Andean Orogeny. Although at least two different stratigraphical schemes have been proposed for this sequence, the stratigraphy was not thoroughly resolved. Two schemes were proposed simultaneously: 1) the Lomas del Campanario and Las Flores formations included within the Iglesia Group, and 2) Rodeo Formation embracing all the Tertiary strata in the basin. Outcrops at Cuesta del Viento and Lomas del Campanario were examined in the present study and five sections were recognised. Section 1 is composed of massive breccia deposited in talus and small alluvial fans, section 2 of fine tuff, mudstone, volcanic breccia and ignimbrite points to volcanic activity in the area, section 3 consists of cross-bedded medium and fine sandstone and fine conglomerate deposited in fluvial environment, section 4 is formed by thick sequences of mudstone and fine sandstone with thin levels of marl, and finally section 5 is a complex of lithologies including levels of conglomerate, sandstone, mudstone and evaporitic (gypsum) beds deposited in fluvial and lacustrine environments. Regional correlation of the mentioned sections allows us to extend the name of Rodeo Formation to the whole Neogene sequence of the Rodeo-Iglesia Basin.

**Key words:** *Andean orogeny, Tertiary, Rodeo-Iglesia Basin, Neogene stratigraphy*

### Introducción

La Cuenca de Rodeo-Iglesia, ubicada en el noroeste de la provincia de San Juan (Fig. 1a), está conformada por una estrecha y potente faja de sedimentos neógenos depositados entre la Cordillera Frontal (Cordillera de Colangüil) y las estribaciones más occidentales de la Precordillera. Esta cuenca alcanza una extensión de al menos 2.000 km<sup>2</sup> y en ella se acumularon desde el Mioceno tardío unos 3.500 metros de sedimentos, provenientes en su mayor parte

de la erosión de las distintas unidades que conforman la Cordillera Frontal. La estratigrafía de la cuenca no se encuentra aún correctamente definida, por cuanto existen al menos dos esquemas estratigráficos diferentes para estas rocas.

En este sentido Wetten (1975) distinguió dos unidades formacionales dentro de la secuencia terciaria (Cuadro 1), reunidas bajo la denominación de Grupo Iglesia (véase también Eder y Wetten 1975). La más antigua, en contacto con la Formación Yerba Loca (Ordovícico), corresponde a la Formación Lo-

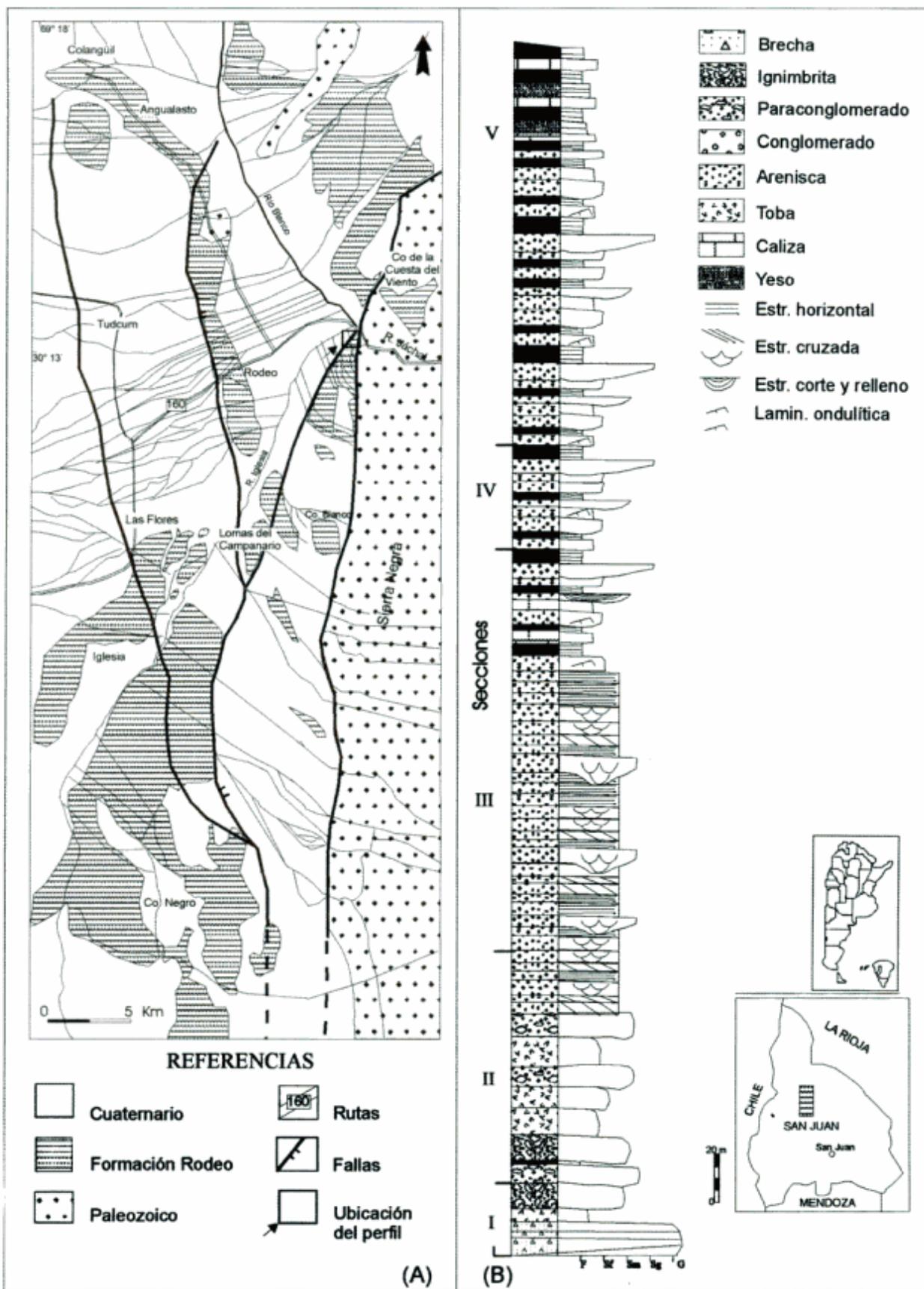


Figura 1: a, Mapa geológico de los depósitos terciarios de la Formación Rodeo, Cuenca Rodeo-Iglesia, provincia de San Juan; b, Perfil sedimentológico esquemático de la Formación Rodeo en Cuesta del Viento.

**Cuadro 1:** Síntesis de la nomenclatura estratigráfica aplicada a las sedimentitas neógenas de la cuenca Rodeo-Iglesia.

Wetten (1975), Eder y Wetten (1975)		Furque (1979)	Beer <i>et al.</i> (1987)		Contreras <i>et al.</i> (1990)		Este trabajo
Fm. Las Flores	Miembro Superior	Fm. Rodeo	Fm. Rodeo	Mb. Las Flores	Grupo Iglesia	Fm. Las Flores	Fm. Rodeo
	Miembro Inferior			Mb. Lomas del Campanario		Fm. Lomas del Campanario	
Fm. Lomas del Campanario	Miembro Conglomerádico						
	Miembro Aglomerádico						

mas del Campanario, compuesta por dos miembros: uno inferior, denominado aglomerádico (formado por tobas, brechas y aglomerados); y otro superior, conglomerádico (constituido por areniscas, conglomerados, cineritas y travertinos). La más moderna, Formación Las Flores, está también conformada por dos miembros, el inferior con influencia volcánica y el superior formado por sedimentitas clásticas.

Un esquema estratigráfico diferente fue presentado por Furque (1979), quien integró en una única unidad, a toda la secuencia terciaria, denominándola Formación Rodeo. Dicho autor describió a la sucesión como compuesta principalmente por conglomerados (con clastos de rocas efusivas de Cordillera Frontal) en la sección inferior y areniscas con cemento calcáreo y acumulación de sulfatos, en la sección superior.

Posteriores contribuciones de Weidmann *et al.* (1985), Beer *et al.* (1987), Contreras *et al.* (1990), Milana y Jordan (1989) y Ré y Barredo (1993) emplearon alguno de los dos esquemas arriba citados, aunque sin seguir un único criterio sobre la nomenclatura estratigráfica. Así por ejemplo, Beer *et al.* (1987) utilizaron el nombre de Formación Rodeo, aunque diferenciando dos «secciones»: Lomas del Campanario (inferior) y Las Flores (superior); el límite entre ambas «secciones» fue fijado en el techo de la última capa de conglomerados rojos. Por el contrario, Contreras *et al.* (1990), en oportunidad de efectuar una revisión de la estratigrafía de las secuencias terciarias de la provincia de San Juan, siguieron el esquema propuesto por Eder y Wetten (1975) y Wetten (1975) e incluso citaron la presencia de una discordancia angular entre las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores.

El objeto de esta contribución es brindar nuevos datos y realizar un análisis crítico de la estratigrafía de la región, comparando la validez de los dos esquemas estratigráficos existentes. Para ello fue levantado un mapa geológico de la región (Fig. 1a), y un perfil de detalle en el área de Cuesta del Viento (perfil tipo de la Formación Rodeo, Fig. 1b) el que se comparó con el descrito por Wetten (1975) en el área de Lomas del Campanario- Cerro Negro de Iglesia (áreas tipo de las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores).

## Sucesión de Cuesta del Viento

En el área de Cuesta del Viento afloran unos 510 m de sedimentitas neógenas incluidas en la Formación Rodeo por Furque (1979). Esta unidad se apoya en contacto normal y discordante sobre metasedimentitas y basaltos oceánicos correspondientes a la Formación Yerba Loca. Los depósitos terciarios han sufrido peneplanización y se hallan cubiertos por sedimentos pedemontanos de edad cuaternaria, incluidos por Furque (1979) en la Formación Iglesia.

La sucesión en cuestión es dividida para este trabajo en cinco secciones que se describen a continuación, desde la base de la unidad a su techo.

### Sección I

De unos 37 m de potencia, es de color gris verdoso y se encuentra formada principalmente por brechas clasto y matriz soportadas de naturaleza monomítica y en forma secundaria por pelitas grises. Los clastos de las brechas son desde angulosos a subangulosos de pizarras, filitas y basaltos pertenecientes a la Formación Yerba Loca, siendo la matriz arenosa fina a limosa. Estas rocas se presentan estratificadas en bancos gruesos y muy gruesos de naturaleza masiva y sólo en casos excepcionales muestran una imperfecta gradación normal.

### Sección II

En contacto neto sobre la sección inferior se dispone un conjunto de tobas finas, pelitas, brechas volcánicas y al menos dos niveles ignimbríticos que alcanzan en conjunto un espesor de 80 metros. Este intervalo se caracteriza por su color gris blanquecino y la presencia de niveles de brechas volcánicas, compuestas por líticos volcánicos (94%) de rocas ácidas y mesosilícicas, fragmentos graníticos (5%) y escaso cuarzo (0,5%) y feldespato (0,5%). Por sus características litológicas y naturaleza del depósito pueden ser relacionados a los aflorantes en el área

de Lomas del Campanario (Miembro Aglomerádico de la Formación Campanario en el sentido de Wetten 1975).

### Sección III

Integra esta sección un potente conjunto de areniscas finas y medianas de color gris claro, entre las que intercalan varios niveles de conglomerados finos. Las areniscas se estratifican en bancos medianos a gruesos, preferentemente tabulares, los que muestran con alguna frecuencia *sets* de estratificación entrecruzada en artesa, tabular planar y estratificación horizontal. En lo que respecta a los conglomerados resultan ortoconglomerados polimícticos, clasto sostenidos, dominados por fragmentos desde subangulosos a redondeados de vulcanitas mesosilíceas y ácidas. La potencia total de esta sección es de 150 metros.

### Sección IV

Esta sección (100 m) incluye potentes niveles de pelitas gris blanquecinas y areniscas muy finas, junto a escasos bancos de margas e intercalaciones de conglomerados finos que aumentan su proporción hacia el techo de la unidad. Es frecuente en las areniscas y pelitas la existencia de laminación horizontal, ondulítica de corriente y de capas macizas. Por su parte, los conglomerados, se tratan de ortoconglomerados polimícticos estratificados en bancos lenticulares, que con frecuencia conforman canales multiepisódicos con estructuras de corte y relleno bien desarrolladas. Estos conglomerados muestran una composición característica, pues si bien se encuentran dominados por clastos de vulcanitas se incrementó notablemente la proporción de granitos y leptometamorfitas, probablemente proveniente de la Cordillera Frontal (Batolito de Colangüil y Formación Agua Negra).

### Sección V

La sección alcanza 45 m de espesor, conforma el techo de la Formación Rodeo en el área de Cuesta del Viento y su parte cuspidal se encuentra suprimida por erosión. Desde el punto de vista litológico está esencialmente compuesta por pelitas macizas, areniscas finas con laminación ondulítica, margas y delgados niveles de yeso. Las pelitas conforman bancos delgados, y sólo excepcionalmente muestran laminación horizontal y en ocasiones grietas de desecación.

## Sucesión de Lomas del Campanario

La Formación Lomas del Campanario fue definida por Wetten (1975) en el paraje homónimo ubicado al sur de la localidad de Rodeo (Fig. 1). Según Wetten la unidad está formada por tobas, brechas, areniscas y conglomerados gruesos, con clastos de tamaño hasta bloque de composición andesítica. El espesor total de la secuencia fue calculado en 70 m (Wetten 1975, p. 528) y en ella se reconocieron dos miembros: uno Aglomerádico (inferior) y otro Conglomerádico (superior).

Las observaciones hechas para este trabajo llevan a confirmar la caracterización litológica efectuada por Wetten (1975). En particular el miembro inferior (Aglomerádico) está compuesto por brechas y conglomerados, tanto clasto como matriz soportados, en los que dominan los fragmentos de areniscas gris verdosas junto a escasas vulcanitas, muy probablemente correspondientes a la Formación Yerba Loca. Esporádicamente, aparecen delgadas intercalaciones de arenitas líticas gris verdosas. El miembro superior (Conglomerádico) muestra importante participación de conglomerados, aglomerados, ignimbritas y brechas matriz soportadas, dominadas por clastos de vulcanitas ácidas y mesosilíceas de hasta 40 cm de diámetro. Intercalados aparecen varios niveles de arenitas líticas gruesas con guijas, guijarros y hasta bloques desperdigados de vulcanitas. La observación microscópica de la matriz de las brechas y de las arenitas intercaladas permite advertir la naturaleza lítica de los clastos, predominando los de vulcanitas mesosilíceas (principalmente andesitas y traquitas, 70% en promedio), seguidos por fragmentos de tobas e ignimbritas (20%) y clastos de plagioclasa con marcada zonalidad (6%). Como minerales accesorios aparecen hornblendas verdes, lamprobolitas y biotitas castañas (4% en total).

## Discusión y conclusiones

El levantamiento del perfil de detalle mostrado en la figura 1b permite correlacionar las brechas de la sección I del perfil de Cuesta del Viento con el Miembro Aglomerádico (en el sentido de Wetten 1975) de la sucesión aflorante en Lomas del Campanario. Por otro lado, los depósitos de tobas, brechas e ignimbritas que integran la sección II del perfil de la Cuesta del Viento resultan similares al Miembro Conglomerádico de la Formación Lomas del Campanario. Esta última correlación litológica surge de los siguientes elementos de juicio: 1) la importante participación de brechas volcánicas en los niveles correlacionados; 2) la existencia, en ambos casos, de brechas clasto y matriz soportadas de naturaleza mo-

nomfctica, inmediatamente por debajo de las brechas volcánicas; 3) la perfecta correspondencia composicional entre los clastos de vulcanitas encontrados en las dos localidades y 4) la existencia de niveles de ignimbritas por encima de las brechas tanto en el sector Lomas del Campanario - Cerro Negro de Iglesia como en Cuesta del Viento. La mayor potencia y diámetro de los clastos observados en los depósitos de brechas de Lomas del Campanario con respecto a Cuesta del Viento, indicaría el carácter más proximal a los centros volcánicos de la primera de las localidades citadas.

Como se observa en el mapa de la figura 1a los afloramientos pertenecientes a Lomas del Campanario y Cerro Negro de Iglesia se encuentran separados por falla, yaciendo en el bloque elevado las secuencias aflorantes en las localidades citadas y en el bloque bajo las correspondientes al área de Cuesta del Viento. En este sentido, el supuesto contacto discordante existente entre las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, citado por Contreras *et al.* (1990), podría ser mejor interpretado como un contacto tectónico antes que como una discordancia de magnitud regional. Lo dicho no inhibe la existencia de discontinuidades menores, como las «discordancias internas» descritas por Ré y Jordan (1999), las que permiten definir 11 secuencias depositacionales dentro del relleno neógeno de la cuenca. Sin embargo, estas superficies no justifican en modo alguno la separación en dos unidades formacionales.

En síntesis y de acuerdo a lo expresado, las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores en el sentido de Wetten (1975) resultarían sólo tramos estratigráficos de la Formación Rodeo tal cual la definió Furque (1979). Así, la Formación Lomas del Campanario es correlacionable con la parte basal de la Formación Rodeo (secciones I y II del perfil de Cuesta del Viento), desarrollada bajo importante actividad volcánica explosiva que incluye algunos niveles de ignimbritas. Por el contrario, la Formación Las Flores corresponde a la parte media y superior de la Formación Rodeo (secciones III, IV y V), depositada cuando la actividad volcánica disminuyó su importancia (Cuadro 1).

De acuerdo a lo expresado se considera más apropiada la denominación de Formación Rodeo para

identificar a las secuencias neógenas de la cuenca Rodeo-Iglesia y se propone el abandono de los nombres de Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores, simplificando de esta forma la nomenclatura estratigráfica de la región.

### Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto TX53 financiado por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

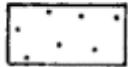
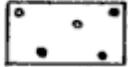
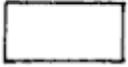
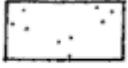
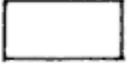
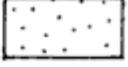
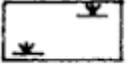
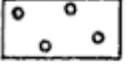
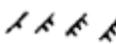
- Beer, J. A., Jordan, T. y Johnson, N. M., 1987. Velocidad de sedimentación y ambientes sedimentarios asociados con el desarrollo mioceno de la Precordillera, Huaco. Provincia de San Juan. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 2: 83-86.
- Contreras, V. H., Damiani, O., Milana, J.P., Bracco, A. y Barrera, O., 1990. Paleógeno y neógeno de San Juan. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. Relatorio 11° Congreso Geológico Argentino: 154-185.
- Eder, J.C. y Wetten, C., 1975. Investigación del agua subterránea en el valle de Iglesia. Informe preliminar. Publ. P-085 del Centro Regional del agua Subterránea (Inédito), San Juan.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la hoja 18c. Jáchal. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 125, 79 p.
- Milana, J.P. y Jordan, T., 1989. Edad del comienzo de la deformación y velocidad de levantamiento del sector norte de la Precordillera oriental. Primera Reunión de fallas activas del Noroeste de Argentina: 63-67.
- Ré, G. y Barredo, S., 1993. Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del Grupo Iglesia en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (Provincia de San Juan). Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 2 : 148-155.
- Ré, G. y Jordan, T., 1999. Correlaciones magnetoestratigráficas y secuencias depositacionales en la Cuenca de Iglesia (San Juan, Argentina). Actas 14° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: 41. Salta.
- Weidmann, R., Cardinali, A. y Simon, W., 1985. Propuesta de ordenamiento de la nomenclatura estratigráfica de las sedimentitas terciarias de la precordillera sanjuanina. Actas 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera, 1: 342-345.
- Wetten, C., 1975. Estudio geológico económico de un yacimiento de diatomita y análisis de mercado. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología económica, 5: 513-529.

**Recibido:** 22 de diciembre, 1999

**Aceptado:** 13 de diciembre, 2000

## ERRATA

En el artículo de L. Chiaramonte, V.A. Ramos y M. Araujo, *Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, cuenca Cuyana, provincia de Mendoza*, publicado en el volumen 55, número 4, páginas 309-336, se omitieron las siguientes referencias de la Figura 5, Mapa geológico del anticlinal Barrancas.

UNIDADES MAPEADAS		SÍMBOLOS GEOLÓGICOS	
	Fm. Los Mesones		Areas de cultivo
	Fm. Mogotes		Depósitos aluviales del Río Mendoza
	Fm. Río Los Pozos		Depósitos de la Cerrillada Pedemontana
	Fm. La Pilona		Fm. El Zampal
			Fm. La Invernada
			Epicentro y mecanismo focal del sismo de 1985
			Sitio de conteo de clastos
			Falla
			Anticlinal buzante
			Rumbo e inclinación de los estratos 0° - 10° - 30° - 60° - 90°

## NUEVAS INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se publicarán únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. El texto debe ser conciso. Se tendrá especial cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo. Todos los trabajos recibidos serán sometidos a arbitraje. Si los trabajos enviados a los autores para revisión son devueltos después de cuatro meses, serán tratados como artículos nuevos. Por lo menos la mitad de los autores deberán ser socios de la AGA.

### Presentación del manuscrito

Se recibirán trabajos en castellano o en inglés, impresos en una cara en tamaño A4, a uno y medio espacio, con letra tamaño 12 y con márgenes de 2,5 cm de cada lado. No se admitirán notas de pie de página. Los artículos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del trabajo (luego de arbitraje) debe ser enviada por los autores en papel y en disquette bien identificado con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesador de texto de uso corriente (ej. MSWord).

La presentación de un nuevo trabajo debe ser precedida por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una oración expresando que el mismo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo, nombre de los autores, institución a la que pertenecen, dirección postal y e-mail. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigirá la correspondencia, adjuntando dirección postal, fax y e-mail. Colocar al pie número total de páginas, figuras y cuadros. La segunda página incluirá un Resumen y un Abstract con un máximo de 250 palabras cada uno. Para los trabajos en inglés, después del Resumen irá el título en castellano. Luego deberán figurar Keywords y Palabras clave (no más de 5 en cada caso). El texto del trabajo comenzará en la tercera página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, geología regional y local, métodos utilizados (si cabe), resultados, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía (AGA Serie B, Nº 20).

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y cuadros. Numerar las figuras correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como Fig. (y el número). El mismo procedimiento debe seguirse para los cuadros. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras sean reproducibles al ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Evitar las figuras en forma apaisada. Las páginas deberán numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados en el texto, y las leyendas de las figuras. Colocar las figuras al final en páginas sin numerar. Las figuras deberán ser enviadas en CorelDraw y los cuadros en MS Word o Excel, junto con la versión corregida del trabajo.

Se permite sin cargo la superficie equivalente a una página de figuras por cada 6 páginas de texto impreso. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use líneas negras, continuas, limpias y cuyo ancho no sea menor de 0,1 milímetro al tamaño de publicación. Las fotografías deben ser de buena calidad, y de ser posible llevarán escala gráfica.

Enviar 3 copias del manuscrito a: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Los autores que deseen incluir en sus artículos reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener el permiso escrito de quien corresponda, salvo que sean modificados sustancialmente, en cuyo caso deberán indicar, p. ej. «Geología en base a Caminos 1978», o «Adaptado de...».

Los derechos de autor que surjan de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de

la Asociación. Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista deben ser dirigidas a la misma. La Comisión Directiva en general permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y, para otorgar permisos a terceros, se requerirá del consentimiento de los autores.

### Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en texto y figuras, y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición. Las referencias se escribirán siempre en idioma original. Limitar la cita de trabajos inéditos. En la lista bibliográfica se podrá incluir «trabajos en prensa» cuando estos estén formalmente aceptados para su publicación, indicando la revista. Los trabajos en preparación podrán ser citados como «comunicación personal» (com. pers.) y no figurarán en la bibliografía.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2ª Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

### Separados y costos a pagar por el autor

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones presentadas *a posteriori* de la prueba de galera o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

### Clasificación de los Artículos

a) *Artículos normales*: la extensión del texto, incluida la lista de trabajos citados en el texto, no será mayor de 30 páginas (15 páginas en formato de impresión). Se publicarán en lo posible por orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) *Comunicaciones*: artículos cortos de hasta 12 páginas (6 en formato de impresión), incluidos Resumen y Abstract y con una página de figuras como máximo.

c) *Notas breves*: deben presentar novedades de trascendencia. La extensión no debe superar 8 páginas (4 en formato de impresión) incluyendo una figura. Recibirán un tratamiento editorial especial, publicándose prioritariamente.

**La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:**

Augusto P. Calmels  
Panamerican Energy LLC.  
Cerro Vanguardia S.A.  
Chevron San Jorge S.A.  
J. Patricio Jones  
Pecom Energía (aporte año 2000)  
Río Tinto Mining and Exploration Ltd.

**y los aportes de:**

S. Archangelsky  
H. Bassi  
J. L. Bianchi  
J. Bossi  
M. K. de Brodtkorb  
A. R. Gramajo  
S. Kay  
P. Lesta  
E. Linares  
R. L. Moreno  
H. J. Péndola  
J. Saavedra Alonso  
E. R. D. Saccone  
P. N. Stipanivic  
F. Vervoorst

## NEW INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Revista de la Asociación Geológica Argentina publishes original articles on geological themes, especially those related to Argentina and South America. The text must be concise, special care should be taken to ensure that ideas are expressed with clarity, and that the paper is consistent throughout. All papers received will be subject to review. Any paper sent back to authors for revision and not resubmitted within four months, will be treated as a new article. At least half the authors must be members of AGA.

### Preparation of manuscripts

Contributions will be accepted in Spanish or English; they should be printed on A4 paper, at one and a half line spacing, using 12-point typeface, and with 2.5 cm margins at each side. Footnotes are not acceptable. Any paper which does not comply with these rules will be returned without review. Following review, the corrected version of the paper should be submitted both as hard copy, and on diskette clearly identified with the extension .txt, .doc, or .rtf, and using a current word-processing package, such as MS Word.

Submission of a new paper should be accompanied by a letter to the director of Revista de la Asociación Geológica Argentina, stating the title of the paper and the names of the authors, together with a declaration that the work is original and that it has not been sent nor will be sent to another journal whilst it is being handled by Revista de la AGA.

The first page should include, in order, the following information: title of the paper, name(s) of the author(s), the postal address of the institute(s), and e-mail address(es). In the case of a paper with several authors, the handling author must be clearly identified with his/her postal address, fax and e-mail address. At the bottom of the page, indicate the total number of typed pages, figures and tables. The second page should include a *Resumen* and an Abstract of not more than 250 words. Papers in English should carry the title in Spanish after the *Resumen*. Finally include no more than five Keywords in English and Spanish. The text of the paper should begin on page three and should be organised in the following way: introduction, geological setting, methods used (if appropriate), results, conclusions, acknowledgements, and list of works cited in the text. Names of stratigraphical units should comply with the rules set out in *Código Argentino de Estratigrafía* (AGA Serie B, N° 20).

Illustrative material should be designated as figures (both drawings and photographs) and tables. Number the figures consecutively with arabic numerals and refer to them in the text as 'Fig.' (and the number). Use a similar procedure for tables ('Cuadro'). Indicate the number, together with title and authors of the paper at the foot of each figure. Figures should be designed for reproduction at full page width (18 cm) or single column (8.5 cm). Avoid figures requiring full-page reproduction in landscape format. Pages should be numbered continuously, including the text, references, and figure captions. Include the figures together at the end on un-numbered pages. Figures may be submitted electronically in CorelDraw, and tables in MS Word or Excel together with the final corrected version of the text.

Authors are allowed, without charge, the equivalent of one page of figures to every 6 printed pages of text. The cost of coloured illustrations will be charged to authors. The use of patterned ornament rather than screen fills is recommended. Use clear black lines which will be no less than 0.1 mm wide at the published size. Photographs must be of high quality and where possible carry a graphic scale.

Submit 3 copies of the manuscript to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Authors who wish to include in their papers copies of figures already published are responsible for obtaining written permission from the copyright holder, except in those cases where they have been substantially modified, as indicated by, e.g. "Geology after Caminos 1978" or "Modified from....."

Copyright to all papers published in Revista de la Asociación Geológica Argentina remains with the Asociación, from whom

permission must be sought to reproduce all or any part of articles published in the Revista. As a rule, the Comisión Directiva will allow authors to reproduce parts of their own articles, and will seek the consent of authors for reproduction by a third party.

### References

The list of works cited in the text should commence on a new page. Make sure there is complete correspondence between the list and the references cited in the text and figure captions. Pay particular attention to style, order and punctuation as illustrated in the examples below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by the second author. For references with three or more authors, order chronologically by the date of publication. Titles of all periodicals should be given in full. Do not use Roman numerals. Give the first and last page of each article (except for unpublished articles). For books, give the name of the publishing house and place (city) of publication. References should be written in their original language. Citations to unpublished works should be kept to a minimum. Works "in press" may be included when they have been accepted formally for publication. Work in preparation should be cited as "personal communication" (pers.com.) and not included in the list of references.

Angellelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angellelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas* [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. *Código Argentino de Estratigrafía*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

### Offprints and page costs

No free offprints are provided. Authors may order offprints at the stage of correcting their galley proofs. Costs for excess pages or illustrations, for corrections made after galley proof, or for offprints must be paid by authors before publication of their article.

### Types of Articles

a) Normal articles: No more than 30 pages (15 printed pages), inclusive of references. They will be published, as far as possible in order of acceptance. The period between submission and publication will depend on the number of contributions in the waiting list.

b) Communications: short articles of about 12 pages (6 printed pages) inclusive of *Resumen* and Abstract and with a maximum of one page of illustrations.

c) Short notes: should present important new information. They may be no more than 8 pages in length (4 printed pages), including one figure. They will receive special editorial treatment, and given publication priority.

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 56 - Número 1 - Págs. 1-128  
Buenos Aires - Marzo 2001

ISSN: 0004-4822



Registro de la Propiedad  
Intelectual 62115

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina  
Fax 54-11-43253104