

ISSN 0004 - 4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XLIII - Nº 1**  
Enero - Marzo  
**Buenos Aires 1988**

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

## COMISION DIRECTIVA

(1987-1989)

<i>Presidente:</i> Dr. HECTOR A. LEANZA	<i>Vocales Suplentes:</i>
<i>Vicepresidente:</i> Dr. MIGUEL A. ULIANA	Lic. ROBERTO R. KOKOT
<i>Secretario:</i> Dr. RICARDO VARELA	Dr. SERGIO MATHEOS
<i>Tesorero:</i> Lic. LUIS A. FAUQUE	Lic. ANA MARÍA SATO
<i>Vocales:</i>	
Dr. JORGE O. CODIGNOTTO	<i>Director de la Revista:</i> Dr. FRANCISCO E. NULLO
Lic. ADELMA BAYARSKY	
Lic. LUIS GRIECO	<i>Coordinador de Publicaciones:</i> JORGE O. CODIGNOTTO

## COMITE EDITORIAL

DR. FLORENCIO G. ACEÑOLAZA, ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. ARTURO J. AMOS, DRA. MILKA K. DE BRODTKORB,  
DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. CARLOS CINGOLANI, DR. GUALTER CHEBLI,  
DR. LUIS DALLA SALDA, DR. FRANCISCO FIDALGO, DR. FÉLIX GONZALEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ  
ING. ANTONIO INTROCASO, DR. HÉCTOR A. LEANZA, DR. ENRIQUE LINARES, DR. EDUARDO J. LLAMBIAS,  
DR. NORBERTO MALUMIAN, DR. ROSENDO PASCUAL, DR. VÍCTOR A. RAMOS, DR. CARLOS W. RAPELA,  
DR. JOSÉ A. SALFITY y DR. LUIS A. SPALLETTI

## DELEGADOS EN EL INTERIOR

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

## DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

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

## DELEGADOS EN EL EXTERIOR

*Brasil:* Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Socoa de Bioestratigrafía. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.  
*Dr. I. de Medeiros Tinoco.* Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.  
*Dr. Oscar Róster.* Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 Sao Paulo.  
*Chile:* Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.  
*Ecuador:* Nelson Jimenez Orellana - CEPE Km 6 1/2, Vía de la Costa - Guayaquil - Ecuador.  
*Francia:* Dr. Jean Claude Vicente, Laboratoire de Geologie Structurale, 4 Place Jussieu, Tour 26, 3° Etage, 75230 Paris, Francia.  
*Paraguay:* Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.  
*Perú:* Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

**Homenaje al Ingeniero DANIEL ALBERTO VALENCIO**  
**MIEMBRO HONORARIO DE LA A.G.A.**



La Asociación Geológica Argentina dedica el presente volumen LXIII de la Revista a recordar la brillante trayectoria de uno de sus distinguidos Miembros Honorarios, el ingeniero Daniel Alberto Valencio, quien inesperadamente falleciera el 28 de mayo de 1987, pocos días antes de cumplir 59 años de edad.

Son muy amplios los méritos del ingeniero Valencio y así lo ha entendido la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, que lo designó como Miembro Honorario en el año 1983.

En Latinoamérica fue un precursor de la investigación y la docencia dentro de los campos del Paleomagnetismo y la Tectonofísica. Su principal actividad estuvo centrada en la aplica-

ción de los estudios paleomagnéticos de formaciones rocosas, a la solución de problemas vinculados con programas de correlación geológica, geodinámica y conocimiento de las características del campo magnético terrestre en el pasado.

Tuvo el gran mérito de ser pionero en la introducción de las nuevas ideas en el campo de las Ciencias de la Tierra a partir de la década del 60, a cuya fundamentación y evolución contribuyó en gran medida a través de sus investigaciones.

Su fecunda tarea ha quedado materializada en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las Rocas, por él creado en el ámbito de la Facultad de Ciencias Exactas y Natura-

This One



P8BL-K04-QZPA

les de la Universidad de Buenos Aires en la que ocupó el cargo de Profesor Titular de Geofísica en el Departamento de Ciencias Geológicas. En dicho Laboratorio, que técnicamente es reconocido regional e internacionalmente, el ingeniero Valencio se encargó de generar las condiciones para el nacimiento de un grupo de trabajo que permitiera una proyección más allá de lo que son los logros individuales. Es así que el Laboratorio de Paleomagnetismo crecientemente ha ido albergando alumnos de años superiores, becarios y jóvenes investigadores, hoy llamados a la continuación de sus esfuerzos.

El ingeniero Valencio recibió a lo largo de su brillante trayectoria numerosas distinciones en importantes organismos tanto nacionales como del exterior. Fue Presidente de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas y posteriormente Miembro Honorario de la misma, Investigador Superior del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Presidente del Comité Argentino para la Litosfera (CAPLI) y Miembro Fundador de su Comité Ejecutivo, Académico de la Academia Nacional de Geografía y Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina. En el exterior fue miembro de los Comités Ejecutivos de la I.A.G.A. y de la Inter-Union Commission on Geodynamics, presidente del Grupo de Trabajo "Paleomagnetismo" de la I.A.G.A. y del Grupo de Trabajo "Reconstrucción de la distribución de continentes y océanos a través del tiempo"

de la International Commission on Geodynamics. Además fue reconocido como Miembro de Número de la Royal Astronomical Society.

La Revista en su número XLII (1-2): 218-223 publicó una reseña de su proficua labor como investigador, que se materializó a través de 147 contribuciones y tres libros, de significativa repercusión tanto en nuestro país como en el extranjero.

En nuestro ámbito el ingeniero Daniel Valencio ha beneficiado a la Asociación Geológica Argentina al hacerla destinataria de 18 trabajos originales para publicación en nuestra Revista, a lo que cabe sumar otras 11 contribuciones expuestas en Congresos Geológicos Argentinos, auspiciados por nuestra Institución. Ha sido también un entusiasta generador del acercamiento entre geofísicos y geólogos, demostrando el mérito de reconocer la necesaria versatilidad de la actividad investigativa en el campo de las Ciencias de la Tierra.

La Asociación Geológica Argentina desea, mediante el presente Homenaje, reconocer la trascendente, continúa e incansable tarea del gran ser humano, docente e investigador que fuera en vida el ingeniero Valencio y, mediante estas líneas, exponer sus cualidades como un ilustre ejemplo para toda nuestra comunidad científica.

La Comisión Directiva

# PROSPECCION GEOQUIMICA DEL CUERPO ULTRABASICO DEL CERRO SAN BERNARDO, BOSQUE ALEGRE, PROVINCIA DE CORDOBA

Luis E. Pugliese

## RESUMEN

La presente publicación forma parte de un trabajo mayor en elaboración. En el mismo se efectuó un estudio de prospección geoquímica de los elementos de Ni, Cu y Co en el cuerpo ultrabásico situado al pie del cerro San Bernardo, en la zona de Bosque Alegre, provincia de Córdoba.

Se realizó un reconocimiento geológico-petrográfico y un muestreo litogeoquímico sobre la superficie de dicho intrusivo, según perfiles transversales al mismo.

Se detectaron las anomalías de los elementos mencionados. Se aportaron datos sobre la abundancia y correlación que existe entre ellos.

## ABSTRACT

This study comprises the preliminary results of the geochemical prospection of the Ni, Cu and Co made in the ultramafic rock, situated at the foothill of the cerro San Bernardo, in Bosque Alegre, province of Córdoba.

A geological-petrographic and a geochemical surveys were made on the surface exposures of the ultramafic rocks, following some cross sections.

A spectrophotometer of atoms absorption, with data microprocessor was used for the quantitative determination.

Anomalies of the elements were detected, and data on the abundance and correlation among them were brought forth.

## INTRODUCCION

En la zona en estudio, existe una faja de rocas ultrabásicas aflorantes con rumbo nor-no-roeste, de las cuales no hay información referente a la existencia de concentraciones de metales que pudieran adquirir interés económico. Por tal motivo se trató de estudiarla en ese sentido, comenzando con el afloramiento ultrabásico mencionado, y de ampliar los conocimientos geológicos del lugar.

Para ello se realizó previamente el mapa geológico que sirvió de base para el muestreo litogeoquímico y petrográfico del cuerpo ultrabásico y en las metamorfitas encajantes.

Las principales estructuras fueron detectadas en gabinete, a través de las fotografías aéreas, y posteriormente corroboradas en el campo.

## UBICACION, VIAS DE ACCESO

Al lugar se accede por la ruta nacional 20, desde la ciudad de Córdoba, hasta la ciudad de Villa Carlos Paz, desde allí se toma la ruta pro-

vincial 14 hasta la localidad de Icho Cruz, unos 10 km más adelante se arriba a la zona de Bosque Alegre, por un camino secundario situado a la izquierda de la ruta provincial 14, y a unos 800 m se toma nuevamente el camino de canteras hacia la izquierda por donde se arriba al cuerpo rocoso (véase figura 1).

Su ubicación geográfica corresponde a las coordenadas  $64^{\circ}24'30''\text{O}$  y  $31^{\circ}33'\text{S}$ , situado entre los límites de los campos de las estancias Santa Rosa y San Bernardo.

## ANTECEDENTES

Existe un antecedente sobre el intrusivo ultrabásico realizado por Díaz y Andrade (1973). Corresponde al estudio de una zona pequeña ubicada en el área de canteras de Vitale Hnos., en el extremo este del cuerpo, en donde se mencionan algunas características petrogenéticas.

En la misma región y mas precisamente al sur del observatorio de Bosque Alegre, existe otro trabajo de Maidana (1984), sobre la geo-

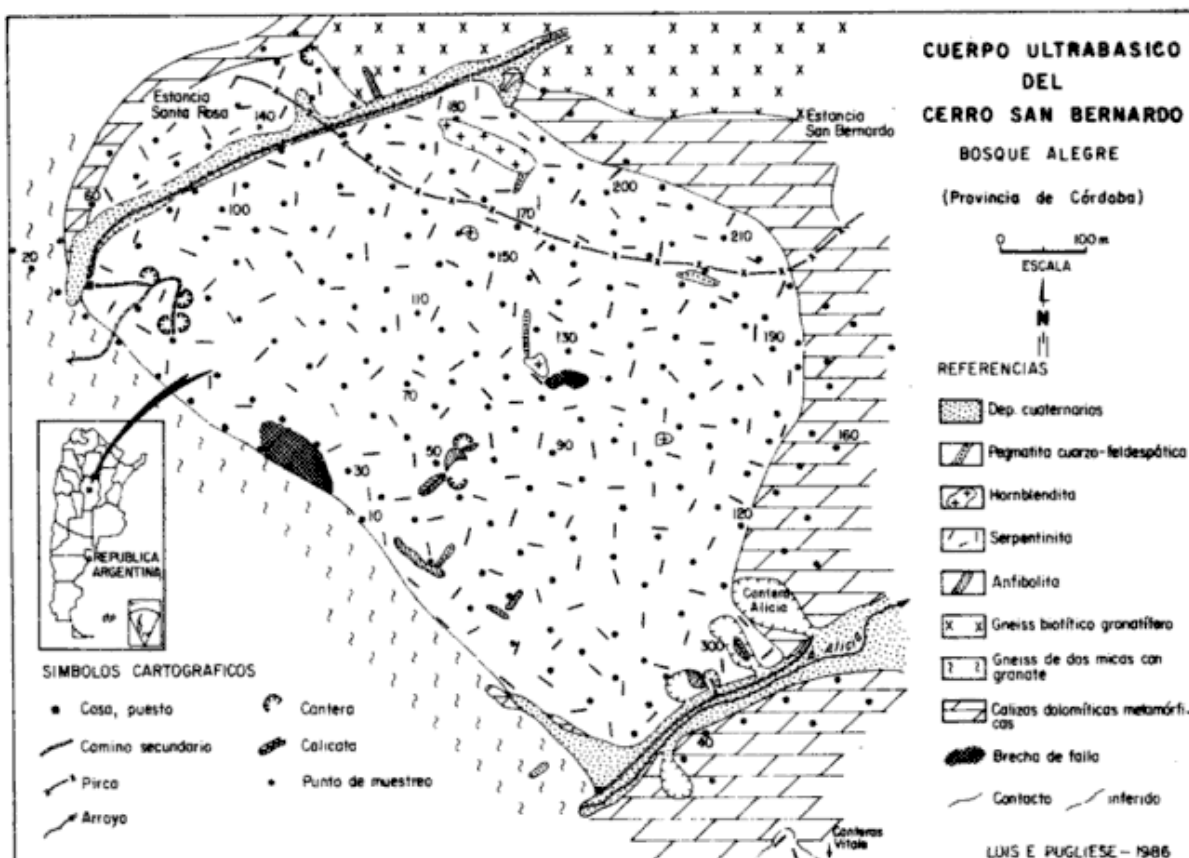


Figura 1: Mapas de ubicación y geológico del cuerpo ultrabásico del cerro San Bernardo, Bosque Alegre.

logía del afloramiento ultrabásico del cerro de La Cocha.

## GEOLOGIA

### Consideraciones generales

El cuerpo ultrabásico del cerro San Bernardo, constituye uno de los afloramientos de gran magnitud de una serie de intrusivos ultrabásicos ubicados en fajas de rumbo aproximado nor-noroeste ( $330^{\circ}$ ), y emplazados en el basamento metamórfico de las sierras de Córdoba. El mismo se ubica en una de las fajas que se extiende desde este cuerpo, en la zona de Bosque Alegre (al oeste de la sierra Chica), hasta el valle de Buena Esperanza por el sur.

Este, es de composición peridotítica transformado en serpentina, en parte harzburgítico y posee una forma lenticular con dimensiones de 1000 m según su eje mayor y 600 m según su eje menor. Se encuentra orientado con su eje mayor en la dirección nor-noroeste, subconcordantemente con las metamorfitas de la caja.

Aflora en un complejo metamórfico compuesto por gneises de diversos tipos, anfibolitas

y en contacto con calizas dolomíticas metamórficas correspondientes al basamento metamórfico.

### Complejo metamórfico de la caja

#### Gneises

Aparecen en contacto y subconcordantemente con el intrusivo ultrabásico en los flancos oeste, norte y noreste.

En los flancos oeste y norte están compuestos por un gneis de dos micas con granate, de grano medio a grueso. Su composición mineralógica consiste fundamentalmente en feldspatos calcosódicos (plagioclasas), cuarzo, moscovita, biotita y granate; como accesorios apatita, zircón, rutilo (en las biotitas) y cloritas (formadas a favor de las biotitas con liberación de óxido de hierro). Además se encuentran aflorando dentro del gneis pegmatitas con cuarzo, feldespato calcosódico, feldespato potásico y moscovita, y lentes pequeños de anfibolitas que atraviesan su estructura en distintas direcciones.

En el flanco noreste, el gneis es biotítico granatífero, de grano medio a grueso, con los granates visibles a simple vista.

Su composición mineralógica consiste fundamentalmente en plagioclasa, cuarzo, moscovita (escasa), biotita (abundante); como accesorios opacos dispuestos en los contornos de las biotitas, zircón y rutilo, éste último asociado a la biotita.

**Anfibolitas**

Estas se encuentran dentro de los gneises, en contacto con el intrusivo ultrabásico (generalmente con rumbo paralelo a sus bordes y buzamientos casi verticales), dentro del mismo y en contacto con las calizas dolomíticas metamórficas a modo de pequeños afloramientos dispuestos en bancos o lentes de dimensiones variables.

Son de color gris verdoso oscuro y poseen una estructura maciza con tamaños de granos medios a gruesos. Microscópicamente presentan textura granoblástica y su composición mineralógica consiste fundamentalmente en hornblenda (en parte cloritizada), tremolita-actinolita (como producto de alteración del diópsido), diópsido (clinopiroxeno), plagioclasa cálcica y epidoto. Como accesorios opacos, apatita, zircón, rutilo y titanita.

**Calizas dolomíticas metamórficas**

Son abundantes y aparecen rodeando al intrusivo ultrabásico en los flancos norte, este y sur, muy plegadas y fracturadas, con estratos

buzando en distintas direcciones (véase figura 2). Se pueden apreciar fenómenos de contacto (metasomatismo, neumatolisis) y serpentinización parcial (olivinos alterados a serpentina, etc.).

Microscópicamente presenta calcita junto con opacos como accesorios.

Cabe destacar en el flanco sureste, en el área de canteras de Vitale Hnos., la presencia de afloramientos de "calizas silicatadas" (caliza con silicatos diversos, flogopita, etc.), producto del magmatismo ultrabásico que merecen un estudio más profundo para una correcta definición.

**Intrusivo ultrabásico**

El cuero ultrabásico del cerro San Bernardo corresponde a una peridotita original, profundamente serpentinizada, y harzburgítica.

En el pasaje se destaca la presencia del mismo, por sus tonalidades oscuras, su textura rugosa, diferencias en la vegetación y por su mayor resistencia a los agentes erosivos. Está limitado entre fallas de rumbo nor-noroeste y nor-noreste que en los arroyos controlan el curso a través de sistemas de fracturas que afectan a la región.

La roca serpentínica, es de grano fino, con estructura fibrosa (en parte), de color gris verdoso oscuro, con tonalidades claras y moteadas, de apariencia compacta y muy alterada. Microscópicamente está compuesta por antigorita (serpentina laminar, con textura poligonal típica), crisotilo (serpentina fibrosa, con venillas

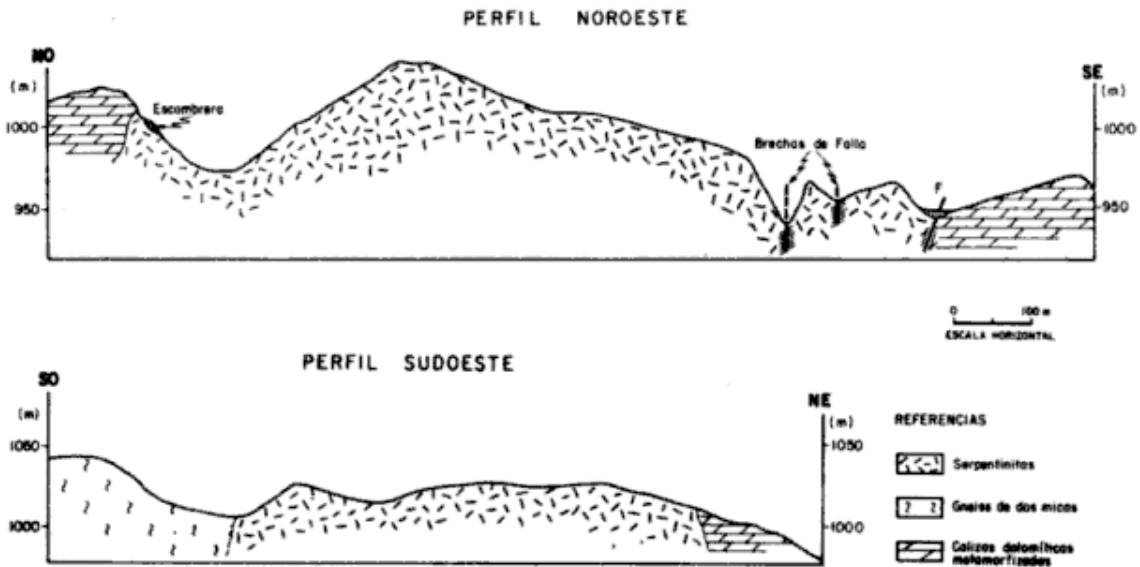


Figura 2: Perfiles esquemáticos mostrando las relaciones geológicas entre las diferentes unidades descritas.

surcando a la muestra en todas direcciones), relictos de olivinos primarios parcialmente serpentinizados, antofilita (anfíbol primario, transformado parcialmente en talco); el piroxeno es enstatita (transformado por la serpentización en bastita; cristales macroscópicos de más de 2 cm), y como accesorios, abundantes opacos.

Como productos alterados de la serpentina (autometamórficos) se encuentran los siguientes minerales:

a) flogopita, proveniente de la alteración de la enstatita de la harzburgita (flogopitización), reabsorbiendo los espinelos magnesianos previamente formados y obteniendo el aluminio necesario ya sea a través de éstos o del líquido del magma original.

b) tremolita, reemplazando al olivino y a la enstatita.

c) talco, reemplazando total o parcialmente a la antofilita.

d) garnierita (crisotilo níquelífero), cuya proporción de níquel puede oscilar entre 4 a 15 % (Kittl, 1947), proviene especialmente de la alteración de la olivina, en la peridotita original, que contiene una cierta cantidad de níquel. Bajo la lupa binocular aparece en masas informes, de color verde azulado o verde esmeralda, presenta aspecto de gel, con agregación de fibras subparalelas dispuestas en bandas al modo de las ágatas.

El contenido de níquel en esta serpentina, está más bien relacionado con el relleno de grietas por garnierita, que por el contenido disperso (sulfuros) en la roca.

e) gimnita, silicato de Mg hidratado, presenta un aspecto amorfo, muy semejante a la goma arábica, en formas estalactíticas y arracimadas, color blanco amarillento. El HCl lo descompone con lentitud.

f) picrolita, serpentina de fibra gruesa que se encuentra en las superficies de deslizamiento, y de fractura por aplastamiento.

Es el llamado "cuero de montaña", que consiste en una serpentina fibrosa en fieltro enmarañado, con aspecto de corcho o madera.

En general la roca ultrabásica se encuentra intensamente fracturada y diaclasada (microscópica y macroscópicamente). Esas fisuras fueron aprovechadas por los líquidos residuales de la fase póstuma de serpentización y rellenadas con garnierita, crisotilo y/o calcita y brucita. Estos dos últimos se observaron ya sea en forma secundaria (intersticiales), como primaria (inclusiones de cristales).

Es abundante la presencia de agregados vetiformes granulares de calcita no maclada.

En esta roca es interesante señalar que existen dos etapas de serpentización, una mineralización reticular que se ha realizado de tal manera que ha reemplazado volumen a volumen al olivino de la peridotita original (antigorita), y la otra asociada con la etapa póstuma de serpentización, las venillas transgresivas crisotílicas, en las que aparecen minerales opacos en el centro de las mismas (magnetita), esto evidencia la movilidad del hierro durante la formación del crisotilo.

#### Oficalcita (Villar y Brodtkorb, 1974)

Es una roca oscura con bandas microscópicas, constituidas por dos zonas dispuestas alternadamente. Cada una de ellas está formada por calcita y serpentina.

Las zonas ocupadas por calcita, corresponden a un agregado granular grueso, escasamente maclado, y actúan como matriz respecto a las zonas serpentínicas. Estas se alteran formando el bandeado característico mencionado.

Ambas zonas constituyen pequeñas bandas vetiformes del orden de los milímetros de espesor.

Las características generales de la asociación metalífera fueron estudiados por Brodtkorb sobre seis cortes pulidos de serpentinitas habiendo observado los siguientes minerales y texturas:

Espinelo: en granos (cromita) atravesados por venillas de magnetita y hematita.

Calcopirita: escasos granos alterados a covelina y limonita.

Ilmenita: en granos, con desmezclas de magnetita, asociado con cristales de un espinelo y atravesado por venillas de hematita.

Magnetita: por efecto de meteorización se observa martitización y limonitización de los minerales de hierro. Se detecta la presencia de arborescencias de magnetita, como producto de la desferrización durante la serpentización.

En los cortes se puede observar la presencia de magnetita primaria y secundaria. Esta última procede de la alteración de los granos de olivina y rodea los intersticios de los mismos.

En distintos sectores del intrusivo aflora una roca de alta densidad, de color verde oscuro, casi negro, con macrocristales visibles a simple vista y que posee magnetismo. Microscópicamente está compuesta esencialmente por cristales de hornblenda, parcialmente cloritizada (roca originada como productos de segregación anfibólica de la peridotita original, con aporte de hierro y remoción de calcio) y abundantes opacos rodeando a los mismos, con manchas de



óxido de hierro (descomposición férrica de la hornblenda).

Otros afloramientos más pequeños están constituidos por una roca formada por reemplazo a partir de líquidos residuales en la fase póstuma de serpentinización (producto del metamorfismo). La misma está compuesta microscópicamente por:

a) diópsido (variedad diálaga) con estructura schiller de ilmenita y rutilo.

b) plagioclasa, muy alterada, primaria.

c) epidoto, formado a partir de la plagioclasa.

d) granate cálcico, formado a expensas de la plagioclasa.

e) calcita, escasa, en fracturas y como granos relictos, rodeada de epidoto.

En el borde suroeste del ultrabásico, aflora a lo largo de 15 m aproximadamente una roca de aspecto migmatítico compuesta por una fracción melanocrática de hornblendas, con cristales que superan el centímetro de espesor, y una fracción leucocrática constituida por plagioclasas.

Se trata entonces de una etapa póstuma de hidratación en los bordes con presencia de agua y abundante hierro y magnesio que forman la hornblenda y la plagioclasa. A medida que cristaliza la hornblenda se va segregando la plagioclasa dándole a la roca un aspecto migmatítico, con una estructura estromática (en capas). La misma se encuentra separada por fallas pequeñas y ocupa fracturas dentro de la roca ultrabásica.

## GEOQUIMICA

De acuerdo a la geología y a la forma del cuerpo, se planificó una malla cuadrangular (pilotaje) para el muestreo geoquímico según perfiles transversales, separados 50 m entre sí, y afectando hasta 100 m de la roca de caja, con orientación nor-noroeste, distanciados entre sí cada punto de muestreo 50 m, con un radio de error de hasta 10 m debido a la variación en la composición litológica.

Se obtuvieron 172 muestras del intrusivo ultrabásico y 43 correspondieron a rocas de caja, tomándose distancias de 50 y 100 m respectivamente.

Las mismas fueron extraídas sobre roca fresca, eliminando las impurezas y recolectando esquizas en una superficie circular de 10 m de

diámetro, dividida en cuatro cuadrantes. El peso de cada muestra fue de más de 2 kg, con un total extraído aproximado de 450 kg de roca.

### Preparación de las muestras

Cada muestra fue sometida a trituración utilizando un molino a martillo, luego se redujeron a la cuarta parte a través de un cuarteador Jones, y esa fracción fue sometida en un molino de discos obteniéndose un diámetro aproximado al de arenas finas. Luego unos 20 gramos de cada muestra fue sometida a porfirización, utilizando un mortero de ágata, hasta llevarlas a un estado impalpable (200 mallas).

### Análisis químico

El análisis químico de las muestras procesadas físicamente, consistió en la determinación de la fracción extraíble (sulfuros) de los elementos de Cu, Ni y Co por tratamiento con agua regia.

Las determinaciones de los elementos fueron efectuadas por espectrofotometría de absorción atómica, empleándose un equipo PERKIN ELMER 372, con emisión atómica, de la lectura digital y microprocesador de datos. Se corroboraron los valores obtenidos utilizando un equipo Beckman.

### Tratamiento químico de las muestras

Se empleó la metodología descrita por Howarth (1983). Primeramente se pesó 1.000 gr de muestra (200 mallas). La misma se sometió previamente a diversos ensayos para una extracción más efectiva y profunda, y se llegó a la conclusión siguiente:

Adición a 1.000 gr de muestra 30 ml de ClH 36,1 ml de HNO<sub>3</sub> y 10 ml de H<sub>2</sub>O bidestilada. Calentamiento a sequedad en plancha calefactora a 85° C durante dos horas, repitiendo la operación. Adición 10 ml de ClH y 10 ml H<sub>2</sub>O bidestilada, calentamiento durante 5 minutos, enfriando y filtrando.

### Determinación cuantitativa

La técnica de absorción atómica se basó en la construcción de curvas de calibración con soluciones de concentraciones conocidas y crecientes de los elementos a analizar, en medio ácido clorhídrico 36 % 1 M; haciendo referencia del sistema de calibración del equipo empleado, se utilizaron lecturas indirectas, dados los valores en absorción, convertidos posteriormente en valores de concentración (ppm) para

cada elemento analizado y utilizando las curvas de calibración.

Para corroborar los resultados se efectuó un ensayo químico cuantitativo por vía húmeda (gravimétrico) para el níquel, por la técnica Dimetilglioxima, dando valores con una diferencia del 15 % (Bloom, 1962).

Con el objeto de verificar los resultados obtenidos por espectrometría de absorción atómica y la eficacia de la metodología empleada, se repitieron algunas muestras empleando un espectrofotómetro de absorción atómica BECKMAN, obteniéndose resultados satisfactorios.

Los resultados analíticos arrojaron para los elementos de Ni, Cu y Co los tenores mostrados en el cuadro I.

### Tratamiento estadístico

Para el tratamiento estadístico se utilizó una combinación de los métodos empleados por Sokal y Rohlf (1969) y Lepeltier (1969).

Primeramente se definió a la población como una sola, ya que no existen grandes variaciones sobre el cuerpo ultrabásico, pudiendo considerárselo bastante homogéneo en la distribución de la mineralización.

Las muestras obtenidas de la roca de caja, 43 en total, no fueron tratadas estadísticamente con lo que la población quedó constituida por 172 muestras.

Se efectuaron los cálculos correspondientes al tratamiento estadístico, en un número adecuado de intervalos logarítmicos (entre 0,1 y 100); los que se extractaron de las tablas que existen para tal fin. Se construyeron las gráficas en papel de probabilidad estadística y los histo-

gramas, con la finalidad de visualizar la distribución normal logarítmica de los elementos analizados.

Mediante la aplicación del método de Lepeltier, se obtuvieron gráficamente los parámetros geoquímicos para obtener con ellos los distintos rangos de variación (fondo, umbral y anomalía) y compararlos con los calculados aritméticamente por la metodología de Sokal.

Se tomaron como valores característicos de la población el fondo "f" en la frecuencia correspondiente al 50 %; en función de éste se tomó el 16 % como límite superior del fondo "s" (desviación). Por último se definió al umbral "u" (parámetro convencional) función de los dos primeros y calculado como la media mas dos veces la desviación "s" ( $f + 2s$ ), pudiendo considerarse entonces valores anómalos a los iguales o superiores a éste, es decir en el 25 % de la frecuencia acumulada en ordenada. El rango del umbral queda definido entre "s" y "u".

### Resultados estadísticos

Del análisis de los histogramas (véase figura 3) se deduce que los elementos de Cu, Ni y Co se distribuyen según la ley normal logarítmica.

De los diagramas de frecuencia acumulativa (véase figuras 4 a, b y c) se obtuvieron los parámetros geoquímicos (véase cuadro II). Estos diagramas presentan variaciones respecto de su regularidad en el comportamiento de la población. Para el caso del cobalto, el diagrama muestra un quiebre "Q" en el nivel de ordenada, alejándose de la horizontal. Esto indica que existe una disminución de los valores altos en la población.

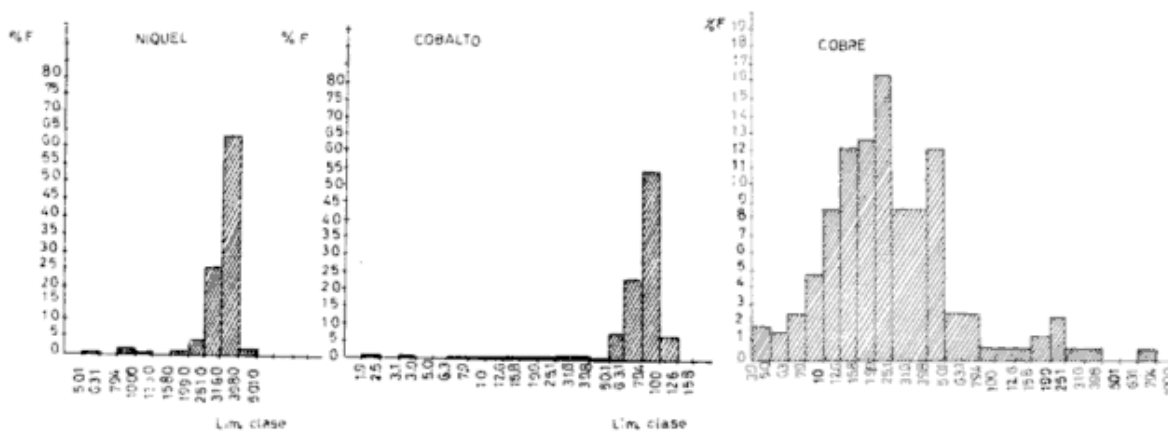


Figura 3: Histogramas de frecuencia de los elementos Ni, Co y Cu.

Para el caso del cobre, el diagrama muestra una mezcla de poblaciones (véase figura 4c). La línea de frecuencia acumulativa presenta dos cambios de pendiente, lo cual señala claramente la presencia de dos poblaciones distintas en el conjunto de datos tratados (una mineralización primaria de fondo y otra secundaria anómala). El segmento "A" corresponde a la población principal, y siguiendo la metodología de Lepeltier en él podemos calcular el fondo "f" en la frecuencia correspondiente al 50 %. El segmento "B" expresa la mezcla de las dos poblaciones, en el cual el punto medio "m" define el umbral "u".

Teniendo determinado así los tres parámetros geoquímicos significativos: fondo (valores menores a "m") y anomalía (valores mayores a "m").

Para el caso del níquel, expresa una mezcla de los dos anteriores, en donde su población está constituida prácticamente por valores de fondo, ya que los puntos que producen un descenso en la curva corresponden a un porcentaje muy pequeño de la población.

De este modo se evidencia que en la zona estudiada el comportamiento del Cu (en mayor proporción) y el Ni, es irregular respecto del Co.

*Coefficientes de correlación "r"*

El cuadro III detalla los resultados de los coeficientes de correlación para los tres sistemas posibles de considerar entre los tres elementos analizados, siguiendo la metodología de Sokal.

El coeficiente "r" para la relación Cu/Co, indica una relación funcional directa bastante buena, lo cual significa que ambos tienden a valores anómalos hacia el mismo sector del cuerpo. Uno puede ser utilizado como indicador del otro.

Para el sistema Co/Ni, la relación es directa, pero no tan buena. Esto significa que a veces existe la tendencia a definir las zonas anómalas en un mismo sector del cuerpo, pero en otras no.

El sistema restante, Cu/Ni, guarda una relación totalmente independiente.

**CONCLUSIONES**

Las conclusiones a las que se arribaron en el presente trabajo son las siguientes:

La roca ultrabásica está compuesta por una peridotita original, harzburgítica, intensamente serpentizada (serpentinita, serpentinita porfírica y harzburgita).

El cuerpo ultrabásico ha sido profundamente tectonizado y se evidencia más de un proceso de serpentización con un fenómeno póstumo de relleno de fisuras.

La litología del complejo metamórfico que constituye la caja del cuerpo ultrabásico del cerro San Bernardo, es similar a la que se presenta en intrusivos de este tipo en casi todas las zonas estudiadas de la región.

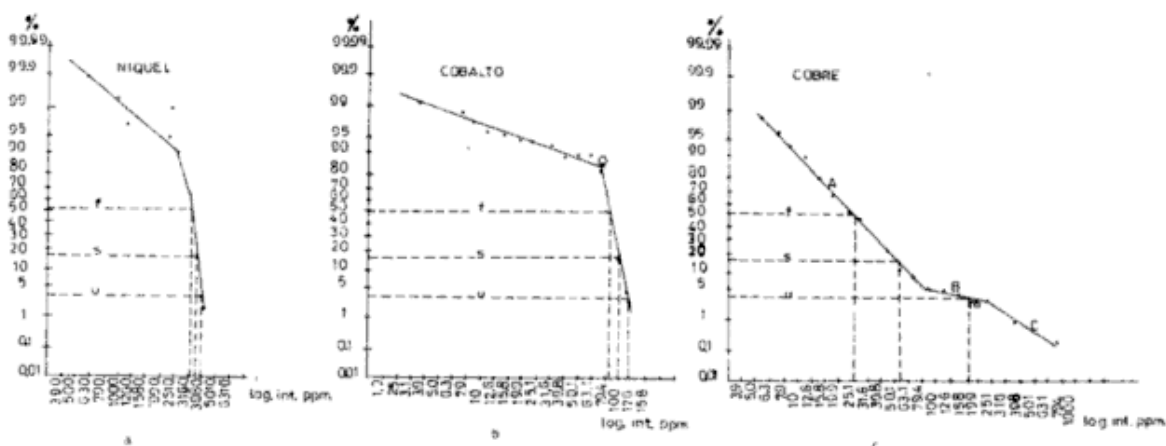


Figura 4: Histogramas de frecuencia acumulativa de los elementos Ni, Co y Cu.

El cuerpo ultrabásico posee una orientación general nor-noroeste coincidente con los que se encuentran en otros sectores de la misma región.

Se detectaron las anomalías de Cu, Co y Ni; siendo poco significativos los valores de Cu y Co comparados con los de Ni.

El comportamiento geoquímico del Cu es irregular respecto del Co y el Ni. No existiendo aún datos comparativos de los otros cuerpos de la región.

La dispersión en la roca de caja, hasta los 50 m aproximadamente, aparenta ser buena para los tres elementos, pero se deberían confirmar mejor los valores de caja, con un muestreo más detallado sobre la misma.

Debido a la detección de estas anomalías se supone la presencia de un cuerpo ultrabásico mineralizado en profundidad y se aconseja su estudio geofísico. En el caso de confirmarse anomalías coincidentes con las geoquímicas, proyectar y ejecutar un programa de perforaciones.

#### AGRADECIMIENTOS

Expreso mi profundo agradecimiento a los directores del proyecto, profesor Néstor Antonio Hillar y doctor Hugo N. Lucero Michaut, por brindarme todo su apoyo en las tareas de gabinete, en laboratorio y en campaña. A las doctoras Milka Brodtkorb y María Luisa Villar por sus colaboraciones. Al doctor Raúl Lira por

su colaboración mineralógica, a las geólogas Sandra Cabra, A. Gutcher y G. Menzietti y al geólogo J. Maidana por las inestimables contribuciones en las distintas facetas del trabajo.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- DIAZ, G. F. y M. ANDRADE, 1973). *Comunicación acerca de las características petrogenéticas del cuerpo serpentínico de Bosque Alegre, Córdoba*. Asoc. Geol. de Córdoba, Bol., II: 39-44, Córdoba.
- KITTL, E., 1947. *Un nuevo yacimiento de níquel en la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan*. Rev. Min., 18: 41, Buenos Aires.
- HOWARTH, R. J., 1983. *Statistics and data analysis in geochemical prospecting*. Elsevier, 1-438, Amsterdam.
- LEPELTIER, C., 1969. *A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation*. Econ. Geol., LXIV: 538-550, Lancaster.
- MAIDANA, J., 1984. *Geología del Cerro La Cocha, Bosque Alegre, provincia de Córdoba*. Univ. Nac. Córdoba, Seminario (inéd.), Córdoba.
- SOKAL, R., 1969. *Estadística*. Serie Shawn, Mc Graw Hill, 1-240, Buenos Aires.
- VILLAR, L. M. y M. BRODTKORB, 1974. *El cuerpo ultrabásico de Tres Quebradas, Mesada de los Zárate, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca*. A.M.P.S., 5 (3-4): 63-72, San Miguel.

Recibido: 20 de agosto, 1986

Aceptado: 3 de agosto, 1987

#### LUIS EDUARDO PUGLIESE

CONICET  
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
Cátedra de Yacimientos Minerales  
Vélez Sársfield 299  
5000 Córdoba

# MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE PELITAS DE LAS FORMACIONES PASO DEL SAPO Y LEFIPAN (CRETACICO-TERCIARIO), PROVINCIA DEL CHUBUT

Adrián M. Iñiguez Rodríguez, Julio C. Merodio y Luis A. Spalletti

## RESUMEN

Se efectuó el análisis por difracción de rayos X y químico normativo de 16 muestras de rocas pelíticas pertenecientes a las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), del río Chubut medio.

La asociación mineralógica característica para ambas unidades es caolinita y cuarzo, con tenor creciente de illita (y glauconita?) e incorporación de montmorillonita en las pelitas de la Formación Lefipán. Los minerales autógenos no arcillosos más conspicuos son hematita en Paso del Sapo y yeso en Lefipán.

Las rocas estudiadas, en especial las limolitas, son ricas en SiO<sub>2</sub>. En la Formación Lefipán se registra incremento de K<sub>2</sub>O que se atribuye a la mayor proporción de illita.

Se considera que la asociación mineralógica tiene carácter detrítico primario y secundario, este último en la mayoría de los argilominerales.

Los índices de meteorización de Englund y Jorgensen (1973) señalan un avanzado grado de alteración en las rocas del basamento cristalino de las que derivaron mayormente los materiales detríticos estudiados.

Por otra parte, se establece un sistema clasificatorio texturo-composicional de las pelitas, en el que interviene el índice de madurez (caolinita + cuarzo)/(argilominerales no caolíníficos + feldespatos) y que ha permitido definir un elevado grado de madurez en las rocas de ambas formaciones.

La presencia de yeso autógeno en la Formación Lefipán se atribuye a un proceso de regular precipitación salina concomitante con la acumulación de las pelitas. La abundancia de hematita en psamitas y pelitas de la Formación Paso del Sapo sugiere la persistencia de medios deposicionales oxidantes por importantes períodos de tiempo. En cambio, durante la sedimentación de la Formación Lefipán los niveles de Eh han tenido variaciones rítmicas, pues la precipitación de hematita sólo acompañó a la deposición de las capas arenosas.

## ABSTRACT

X-Ray diffraction analysis of 16 mudrocks from Paso del Sapo and Lefipán formations show a characteristic kaolinite-quartz association, with increasing proportion of illite and montmorillonite towards the younger levels (Lefipán Formation).

The chemistry of these rocks reveals high silica contents, especially in the siltstones. The main geochemical difference between both units lies on the higher values of K<sub>2</sub>O in the mudrocks of Lefipán Formation.

The studied minerals are considered mainly of detrital origin, including the clay minerals, and it is assumed to have been formed by the intense decomposition of crystalline materials derived from adjacent basement rocks.

A classification of the studied mudrocks is proposed, based both on clay fraction contents and on the maturity index: (Kaolinite + Quartz)/(Non Kaolinite Clay Minerals + Feldspar). This index points out to a high degree of maturity in the rocks of both units, being the mudrocks of Paso del Sapo Formation the most mature.

The regular precipitation of salts from brines during the time of Lefipán mud deposition is inferred from the presence of authigenic gypsum in all of its mudrocks.

The abundance of hematite through out the Paso del Sapo Formation suggests persistent high values of the Eh in environments of deposition, except for the periods of coal accumulation. The high proportion of hematite present solely in the sandstone beds of Lefipán Formation indicates rhythmic variation of the Eh values during the processes of clastic deposition.

## INTRODUCCION

La fina granulometría de las rocas pelíticas ha hecho necesario apelar a técnicas de laboratorio muy especiales para conocer su composición mineralógica. Entre ellas, la metodología que ha alcanzado un empleo generalizado es la

difracción de rayos X. Paralelamente, en los últimos años, se ha producido un significativo avance en el conocimiento geoquímico de estas sedimentitas, tanto en lo que hace a la distribución de elementos mayoritarios como minoritarios y trazas.

Los estudios composicionales no sólo tienen aplicación a nivel de la caracterización de las rocas pelíticas, sino que constituyen herramientas fundamentales para inferir los procesos y las condiciones imperantes durante la formación de estas importantes sedimentitas.

Si bien en nuestro país resultan frecuentes las publicaciones destinadas al conocimiento de la mineralogía de los materiales silicoclásticos pelíticos, no es menos cierto que se carece de mayor información sobre su quimismo. Con este trabajo se pretende entonces impulsar el desarrollo de los estudios composicionales de las rocas clásticas de grano fino, en especial los que combinen la información difractiva con la de carácter geoquímico.

Las tareas fueron efectuadas sobre sedimentitas pelíticas que forman parte de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario) en la región centro occidental de la provincia del Chubut. Este trabajo constituye una de las contribuciones del Proyecto de Investigación y Desarrollo subsidiado por el CONICET para el estudio de las cuencas mesozoicas hasta terciarias de la Patagonia argentina.

El área de estudio se ubica a lo largo del margen derecha del río Chubut, en las comarcas vecinas a las localidades de Piedra Parada y Paso del Sapo (véase figura 1). Es justamente aquí donde la sucesión mastrichtiana-daniana alcanza su máximo desarrollo y donde las sedimentitas se muestran a lo largo de muy continuos afloramientos desarrollados en las paredes que delimitan el valle del río Chubut.

Estudios geológicos realizados principalmente por Petersen (1946) y Flores (1956) permitieron establecer que la sucesión del Cretácico superior-Paleoceno en la zona puede subdividirse en dos términos (inferior y superior) concordantes y diferenciables litológicamente.

La sección inferior se compone de areniscas de grano variado y tonalidades amarillas hasta rosadas, parduzcas y violáceas en las que se intercalan esporádicamente niveles de pelitas (descriptas como arcillas), algunas de tipo carbonoso.

La sección superior está formada por una sucesión alternante de pelitas y areniscas, a menudo con invertebrados marinos, entre las que aparecen algunas capas de bioruditas puras (coquinas). Las psamitas poseen, en general, caracteres muy similares a las de la sección inferior, mientras que las pelitas se muestran en potentes cuerpos o secuencias y tienen aspecto fragmentoso, tonos pardos, violáceos y grises, y frecuentes cristales de yeso translúcido.

Lesta y Ferello (1972) han denominado desde el punto de vista formal a estas unidades como formaciones Paso del Sapo y Lefipán, respectivamente. Esta terminología ha sido también adoptada por otros investigadores que se han ocupado de los relevamientos regionales (Nakayama, 1977; Proserpio, 1978; Lage, 1982; Turner, 1983).

Durante las tareas de campaña se relevaron diversos perfiles sobre ambas formaciones, tanto en la comarca al este de Piedra Parada (Pi, 2P, LF) como en las inmediaciones de Paso del Sa-

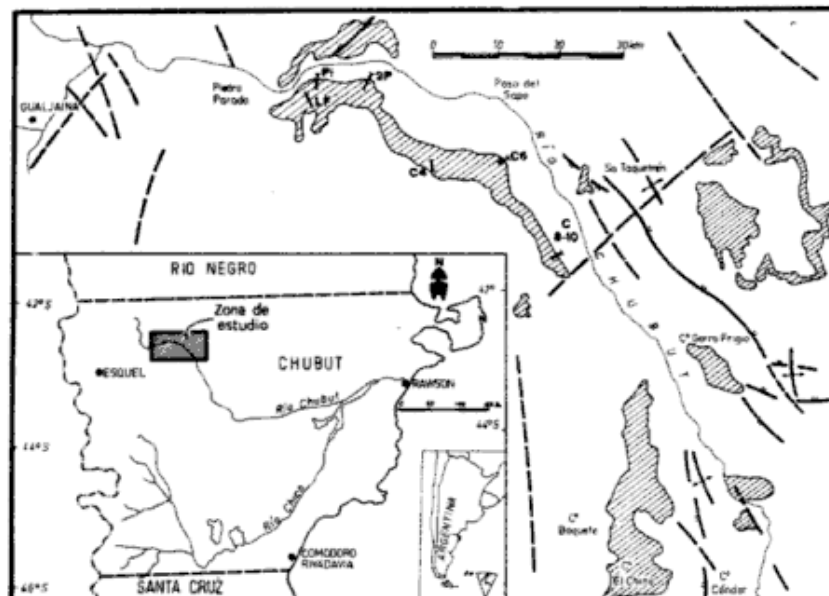


Figura 1: Mapa de ubicación.

po (Caracterizados con letra C). Los estudios composicionales se efectuaron sobre 9 muestras de la Formación Paso del Sapo y 7 muestras de la Formación Lefipán, especialmente seleccionadas sobre la base de su buen estado de conservación y pureza. Las muestras comprenden a los distintos tipos de rocas pelíticas (limolitas, fangolitas y arcilitas), a las que se agrega el análisis de una pelita carbonosa-limonítica (Pi 18) y de una pelita yesosa (Pi 19), ambas procedentes de la Formación Lefipán.

Se deja constancia que en el primer Simposio sobre Cretácico de América Latina realizado en La Paz, Bolivia, en agosto de 1986, fue presentada una comunicación con los resultados preliminares de éste trabajo, dentro del marco del Proyecto 242 (P.I.C.G.).

### ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

A efectos de tener una correcta caracterización de la composición mineralógica, se procedió al análisis de las muestras totales no orientadas por el método del polvo, con radiación Ka de Cu en goniómetro vertical (Starkey *et al.*, 1984).

La fracción arcilla fue analizada por separado sobre muestra orientada normal, sometida a tratamiento con etilen glicol y calcinada a 550°C. Este procedimiento permitió establecer con precisión la identificación y estimación semicuantitativa de los minerales de arcillas presentes (Pierce y Siegel, 1969). Dicha estimación fue posteriormente empleada como guía

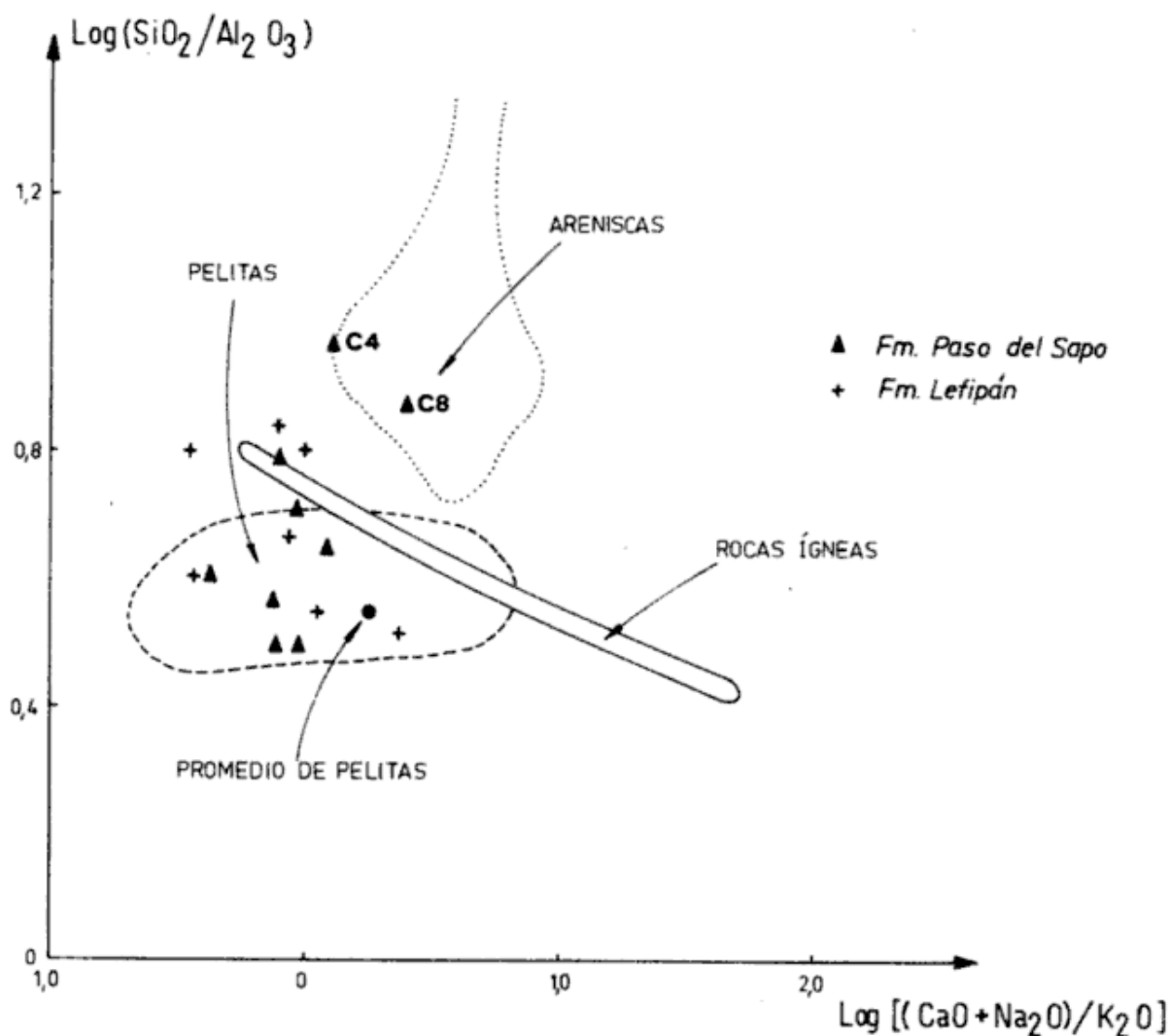


Figura 2: Representación gráfica de las muestras analizadas de las dos formaciones y sus relaciones con los campos composicionales de las pelitas, areniscas y rocas ígneas. (Garrels y Mackensie, 1971).

	Cuarzo %	Caolinita %	Illita %	Montmorillonita %	Clorita %	Yeso %	Otros %	Observaciones
Pi5	60	30	10	-	-	-	-	
Pi11	65	25	5	-	-	-	5	
2P1	50	28	10	-	3	-	9	
2P3	55	30	10	-	-	-	5	
C4	65	15	5	-	-	-	15	
C6	30	15	5	-	-	-	50	Abundante goethita y hematita
C8	65	15	5	-	-	-	15	Abundante feldespato
C9	45	40	10	-	-	-	5	
C10	45	40	10	-	-	-	5	
LF2	55	20	10	15	-	-	-	
LF4	50	30	10	10	-	-	-	
LF9	60	15	15	10	-	Traz.	-	
Pi18	25	20	10	20	-	-	25	Abundante materia orgánica
Pi19	45	10	5	Traz.	-	40	-	Probable ceolita
Pi24	45	25	15	Traz.	-	-	15	
Pi25	60	25	15	Traz.	-	-	-	

**Cuadro I:** Composición mineralógica semicuantitativa por difracción de rayos X de las pelitas de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán.

para establecer la composición normativa de las pelitas.

#### Resultados obtenidos

En la *Formación Paso del Sapo* las muestras abarcan un espesor de alrededor de 160 m y los principales componentes minerales son cuarzo y arcillas, dentro de las cuales se encuentran caolinita, illita y clorita. Se presentan además, en escasas proporciones, feldespatos, yeso y calcita, observándose alto tenor de hematita en algunos especímenes (cf. cuadros I y II).

En esta formación el cuarzo es el mineral más abundante, con proporciones que varían entre 45 % y 65 %, a excepción de la muestra C6 cuyo contenido es del orden del 30% (cuadro I). Es de destacar que las muestras Pi5, Pi11, C4 y C8 (pelitas gruesas) contienen más del 57 % de cuarzo con un valor máximo del 65 % en la C8. Las muestras 2P1, 2P3, C9 y C10 que corresponden a pelitas más finas están dentro de los límites máximo y mínimo de 55 % y 45 %, respectivamente.

La caolinita es el mineral de arcilla más importante. Sobre la base de sus proporciones las pelitas pueden ser divididas en tres grupos: el

primero con bajo contenido (muestra C4, C6 y C8); el segundo caracterizado por tenores medios de caolinita (muestras Pi5, Pi11, 2P1 y 2P3); y el tercero con una proporción más elevada de la arcilla (muestras C9 y C10). La localidad donde se encuentran las muestras C9 y C10 (véase figura 1) resulta de interés por la eventual explotabilidad de los niveles caoliníticos.

La illita presenta escasa variación con límites entre 5 % y 10 % (véase cuadro I). Del resto de los componentes se destaca la elevada proporción de óxido de hierro (hematita) en la muestra C6 (cf. cuadros I y II).

En las muestras de la *Formación Lefipán* los contenidos de cuarzo oscilan entre los límites de 25 % y 60 %, valores más dispersos que los encontrados en la *Formación Paso del Sapo* (véase cuadro I).

La caolinita presenta menor variabilidad. Sus tenores (entre 10 % y 40 %, cuadro I) son equivalentes a los de los grupos de bajo y medio contenido de esta arcilla en la *Formación infraestante*.

El análisis comparativo de los contenidos de illita, pone en evidencia una manifiesta tenden-



cia a definir a las pelitas de la Formación Lefipán como más ricas en esta arcilla (véase cuadro I).

En las muestras LF2, LF4, LF9 y Pi18 se encuentra montmorillonita en proporciones que varían de 10 a 20 % (véase cuadro I), siendo su contenido muy escaso aunque nunca nulo en los otros especímenes analizados.

En lo que respecta a la presencia de yeso se destaca que el mineral aparece en la muestra Pi 19 finamente dividido en la masa de la pelita; en tanto se presenta como grandes cristales traslúcidos en numerosos niveles pelíticos de la Formación Lefipán, tal como es el caso de la muestra LF9.

## GEOQUIMICA DE LAS ROCAS PELITICAS

### Metodología

Los análisis químicos de las rocas pelíticas se efectuaron en base a la metodología desarrollada por Merodio (1978, 1986) y destinada a la evaluación de los componentes mayoritarios en rocas silicatadas: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> fueron determinados por colorimetría; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O por espectrometría de absorción atómica; FeO por volumetría redox (Wilson, 1960; Merodio, 1986). Por otra parte la materia orgánica, carbonatos y boro, componentes no previstos en el esquema analítico mencionado, se evaluaron siguiendo la técnica tradicional de Walkley-Black (Jackson, 1964) para la materia orgánica, por volumetría los carbonatos, (Shapiro, 1952) y aplicando el método propuesto por Stanton y Mc Donald (1966) para la valoración de los tenores de boro. Asimismo para la determinación de sulfato en la muestra Pi-19 se aplicó la técnica gravimétrica de precipitación de BaSO<sub>4</sub>, previa descomposición por disgregación por vía térmica con Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> (Johnson y Maxwell, 1981).

### Resultados

El cuadro II muestra los resultados obtenidos, los que fueron recalculados a 100 % sobre base seca.

Los valores de pérdida por calcinación en las 16 muestras pertenecientes a las formaciones Paso El Paseo y Lefipán (PxC) comprenden el agua de constitución (H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>), y los tenores de materia orgánica (M.O.) y CO<sub>2</sub>, cuando correspondiere.

Los especímenes Pi-5, 2P-1, 2P-3, C4, C6, Pi-18 y Pi-19 presentan dos series de resultados en sendas columnas: la primera corresponde a los valores de los componentes encontrados en la roca total (R.T.), y la restante a los tenores recalculados para una matriz silicatada, es decir, para la fracción silicoclástica de la muestra (M.S.).

Para la obtención de estos últimos resultados, los mismos fueron recalculados a 100 % después de ser eliminados totalmente los contenidos de materia orgánica y de carbonatos (como CaCO<sub>3</sub>). Asimismo se descontaron los tenores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (hematita), a partir de un límite mínimo del 5 %, llevándose los mismos a un valor arbitrario del 1 % (muestras 2P1, C4, C6 y Pi-18).

El cuadro II presenta también la composición normativa de las muestras analizadas. La misma fue calculada sobre la base del esquema propuesto por Garrels y MacKensie (1971), el cual fue adaptado a las características mineralógicas de estas rocas pelíticas, de acuerdo a directivas generales impuestas por su composición modal, y a los tenores de materia orgánica.

### Interpretación de los resultados

En la figura 2 se presenta la ubicación de la matriz silicatada de las muestras en un diagrama de Log (SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) vs. Log (CaO + Na<sub>2</sub>O)/K<sub>2</sub>O, en el que se aprecia la relación existente entre las composiciones de las rocas ígneas y de las rocas sedimentarias (Garrels y MacKensie, 1971). Puede observarse que todas ellas, con excepción de las identificadas como C4 y C8

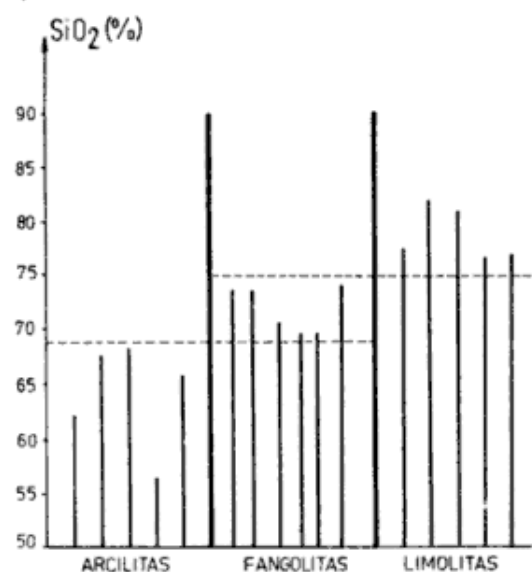


Figura 3: Contenidos límites de SiO<sub>2</sub> de las fracciones silicoclásticas de las arcilitas, fangolitas y limolitas.

(Formación Paso del Sapo), caen dentro del campo correspondiente a las pelitas. Estas dos muestras se ubican en el área de las areniscas en razón del elevado tenor de SiO<sub>2</sub> que caracteriza a sus fracciones silicoclásticas.

Importante es señalar la estrecha correspondencia que se establece entre los tipos litológicos pelíticos (limolitas, fangolitas y arcilitas) y los contenidos de SiO<sub>2</sub> de la matriz silicatada. En la figura 3 quedan claramente expresados los límites que los separan: 68 % como máximo para las arcilitas, entre 68 % y 75 % para las fangolitas y no menos de 75 % para las limolitas.

Un análisis comparativo rápido de los valores químicos que presentan las muestras de las dos formaciones en estudio, indica en general cierta homogeneidad en los datos, lo que determina en primera aproximación y sin recurrir a procedimientos estadísticos, semejanza composicional entre las mismas. Solamente se observa una tendencia claramente manifiesta de diferenciación entre los tenores de K<sub>2</sub>O de sus fracciones silicoclásticas: la Formación Lefipán se caracteriza en general por valores superiores a los de la Formación Paso del Sapo, con excepción del espécimen C6 de esta última, cuyo contenido de 1,54 % (M.S.) es el más elevado de todos, y del Pi 19 (de la Formación Lefipán) con valor de K<sub>2</sub>O relativamente bajo. La figura 4, en la que se han graficado los valores de K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> x 100 vs. SiO<sub>2</sub>, insinúa una discriminación composicional entre las dos formaciones, con las excepciones apuntadas. Esta diferencia en los tenores de K<sub>2</sub>O queda también reflejada en la composición normativa, donde se observan contenidos superiores de illita en las muestras de la Formación Lefipán.

Los valores de B, que fueron incorporados en una tentativa primaria de analizar posibles ambientes de depositación, no aportaron ningún indicio claro al respecto. Sin embargo se considera que la evaluación cruda y simple de los datos, sin tener en cuenta ninguna otra variable de probable vinculación funcional no es procedimiento suficiente como para extraer conclusiones ciertas del problema. Son muchos y complejos los parámetros que podrán interrelacionar los niveles de B con las características paleoambientales, y en este sentido la investigación iniciada deberá continuarse.

Englund y Jorgensen (1973) en un estudio mineralógico y químico de sedimentos arcillosos de diferentes regiones de la Tierra, concluyen que la meteorización es el factor más importante que define la composición final de los

	FORMACIÓN PASO DEL SAPO										FORMACIÓN LEFIPÁN													
	** P15		** 201		** 29		* C4		*** C6		* C8		* U5		* P19		*** P18		* P19		* P24		* P25	
	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.	Roca	Matriz Silicat.
SiO <sub>2</sub> (%)	72.07	73.68	77.16	73.68	69.77	70.47	76.49	61.88	37.90	42.13	60.72	67.67	68.33	69.42	69.67	74.72	44.17	46.20	47.61	76.22	65.58	76.84	76.84	76.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	13.12	13.14	13.34	13.14	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32	12.32
FeO (%)	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34	12.34
CaO (%)	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
MgO (%)	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Na <sub>2</sub> O (%)	0.40	0.41	0.34	0.58	0.39	0.39	0.30	0.32	0.32	0.32	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28
K <sub>2</sub> O (%)	0.38	0.38	0.29	0.31	0.22	0.22	0.24	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28
CaO (ppm)	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
FeO (ppm)	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
M.O. (%)	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
CO <sub>2</sub> (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Org. (%)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Alberal (%)	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99	53.99
Amorita	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
Albilla	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62	2.62
Clorita	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87
Illita	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70	3.70
Caolinita	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21	25.21
Resita	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17	1.17
Caolinita	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07
Illita	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Na <sub>2</sub> O (Orgénico)	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40	2.40

Cuadro II: Composición y normativa de las pelitas estudiadas.

depósitos; el tamaño de grano presenta un efecto relativamente pequeño y la naturaleza de la roca madre adquiere relevancia manifiesta solamente en materiales con un grado muy bajo de meteorización.

En función de estas conclusiones los autores arriba mencionados han elaborado un sistema de clasificación de estos sedimentos, a partir de la construcción de un diagrama triangular en el que figuran en cada vértice las proporciones moleculares de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ ;  $\text{FeO} + \text{MgO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Este diagrama incluye el grado de meteorización alcanzado por las rocas madres a través de los siguientes parámetros:

$$M1 = \frac{\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}$$

y

$$M2 = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{MgO}}$$

los cuales se muestran en la figura 5.

El proceso creciente de meteorización está caracterizado por un modelo muy definido de variación composicional de los óxidos arriba señalados: para un material no meteorizado los valores de M1 y M2 son bajos. En las primeras etapas de transformación los valores de M1 se incrementan gradualmente, permaneciendo los de M2 aproximadamente constantes. Para los materiales más meteorizados los valores de M1 varían muy poco en tanto que los de M2 aumentarán sensiblemente, obteniéndose al final un producto muy rico en alúmina.

La figura 5 presenta los resultados obtenidos. Es evidente el grado avanzado de meteorización que han alcanzado los materiales originarios de las formaciones estudiadas. Se infiere además que las muestras correspondientes a la Formación Paso del Sapo (con excepción de C4 y 2P3) guardan un nivel de degradación más elevado en los detritos, alcanzando un grado de meteorización superior al valor de 5,67 de M2.

Desde nuestro punto de vista, la metodología de Englund y Jorgensen es de utilidad en la interpretación del origen de los materiales pelíticos. Sin embargo, hemos apreciado que los resultados que se obtienen pueden verse alterados o depender de la naturaleza autógena de algunos de los componentes mineralógicos de las sedimentitas y de la granulometría de los materiales que se analizan.

Recientemente, Bhatia (1985) ha desarrollado una clasificación texturo-composicional de pelitas de flysch. La misma se basa, por una parte, en la discriminación entre arcilitas, fanfolitas y limolitas a partir del contenido de fracción arcilla, y por otra, en la definición de variedades tectónicas, filotectónicas y fílicas atendiendo a valores crecientes de un índice de madurez expresado como:

$$\text{filosilicatos} \cdot 100 / \text{filosilicatos} + \text{cuarzo} + \text{feldespatos.}$$

Si bien la propuesta de Bhatia (*op. cit.*) puede ajustarse a rocas flyschoides, es evidente su inaplicabilidad a rocas pelíticas en general y a las más maduras en especial. En nuestra opinión resulta poco conveniente ubicar al cuarzo como un indicador de baja madurez, particularmente en el campo de las rocas limolíticas en las que esta especie debe necesariamente considerarse como un importante indicador del grado de estabilidad de la asociación mineral.

Es así que sobre la base de las ideas de Bhatia, hemos elaborado una propuesta de sistematización apta para las rocas estudiadas y que se sustenta en la clasificación textural de este autor y un nuevo índice de madurez definido como:

$$I.M. = \frac{\text{caolinita} + \text{cuarzo}}{\text{argilominerales no caoliniticos} + \text{feldespatos}}$$

Para el cálculo de este índice se ha empleado la composición normativa de las rocas estudiadas.

Vale aclarar que el índice de madurez propuesto tiene aplicación solamente a argilominerales detríticos.

La figura 6 muestra la distribución de los valores obtenidos. Si bien no se cuenta aún con datos de este índice en otras formaciones pelíticas, consideramos que los resultados obtenidos son indicativos de un buen grado de madurez. Se aprecia además que en general las rocas de la Formación Paso del Sapo son más maduras que las de la Formación Lefipán. Las mejores discriminaciones se obtienen entre las arcilitas, donde el decrecimiento del índice de madurez en la Formación Lefipán está vinculado con el aumento relativo de las proporciones de illita y feldespatos normativos.

Estas deducciones encuentran una estrecha correlación con los ya comentados conceptos

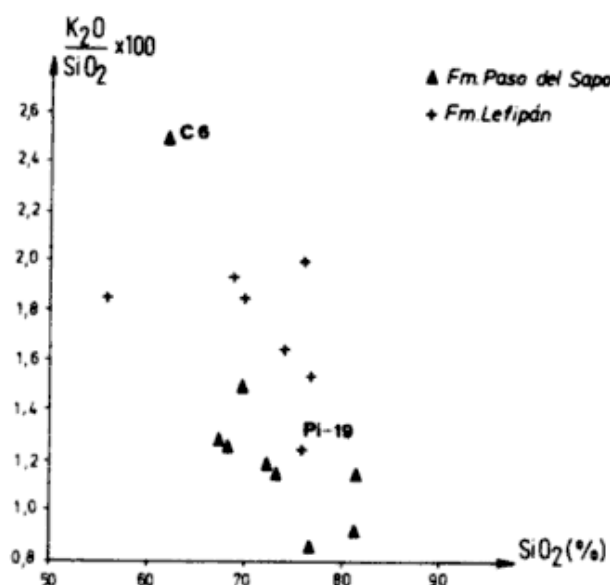


Figura 4: Relaciones de los contenidos de K<sub>2</sub>O y SiO<sub>2</sub> de fracciones silicoclásticas de las muestras analizadas.

desarrollados por Englund y Jorgensen (1973) al proponer sus índices de meteorización.

### DISCUSION

El presente trabajo ha permitido establecer buena correlación entre los datos químicos y el análisis difractométrico semicuantitativo de las rocas pelíticas. Con todo, los cálculos normativos efectuados no han contemplado la inclusión de la montmorillonita. A pesar de su presencia en las pelitas de la Formación Lefipán, no hemos intentado su incorporación a la norma a causa de la alta complejidad de las fórmulas estructurales de las diversas montmorillonitas y su diversidad desde el punto de vista composicional.

Por otra parte, el cálculo normativo contempla a las plagioclasas que no han podido ser discriminadas mediante el análisis difractométrico. En este último caso, los pequeños picos obtenidos en la mayor parte de las muestras han sido atribuidos a feldespatos en sentido lato.

Desde el punto de vista químico, las pelitas estudiadas muestran contenidos de SiO<sub>2</sub> más elevados que los correspondientes al promedio de las lutitas (cf. Pettijohn, 1957; Garrels y MacKensie, 1971), por lo que podrían clasificarse como pelitas silíceas. La composición normativa revela también diferencias marcadas con respecto a los datos de Shaw (1956), especialmente en lo que se refiere a los valores ele-

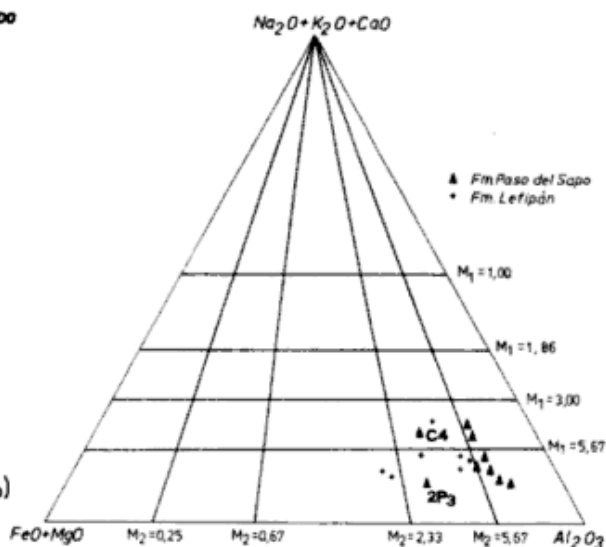


Figura 5: Diagrama clasificatorio de material argiláceo en función del grado de meteorización. (Englund y Jorgensen, 1973).

vados de cuarzo y bajos de feldespatos en nuestras pelitas. En comparación con las pelitas marinas cretácicas asociadas a arenas glauconíticas estudiadas por Lonnie (1982), nuestras sedimentitas resultan más ricas en caolinita y poseen menor tenor de óxidos de hierro.

Tanto el quimismo como la difracción de los materiales pelíticos estudiados, revelan que la Formación Lefipán muestra valores más elevados de K<sub>2</sub>O en comparación con la Formación Paso del Sapo. Este hecho concuerda estrechamente con la presencia de más intensas reflexiones de 10 Å en los difractogramas, los que prima facies se han atribuido a illita. Sin embargo, observaciones microscópicas de psamitas pertenecientes a la Formación Lefipán han permitido detectar la presencia de agregados microcristalinos glauconíticos. Aunque la glauconita es un mineral que tiende a depositarse en medios de alta energía, es probable que se encuentre -al menos en escasa proporción- en los sedimentos pelíticos. En tal caso, las reflexiones que hemos atribuido a la illita podrían corresponder en parte a la glauconita, ya que ambos minerales tienen estructura y comportamiento difractométrico similares.

Los argilominerales identificados en la Formación Paso del Sapo son considerados detríticos secundarios. La asociación mineralógica rica en caolinita y cuarzo, sugiere derivación a

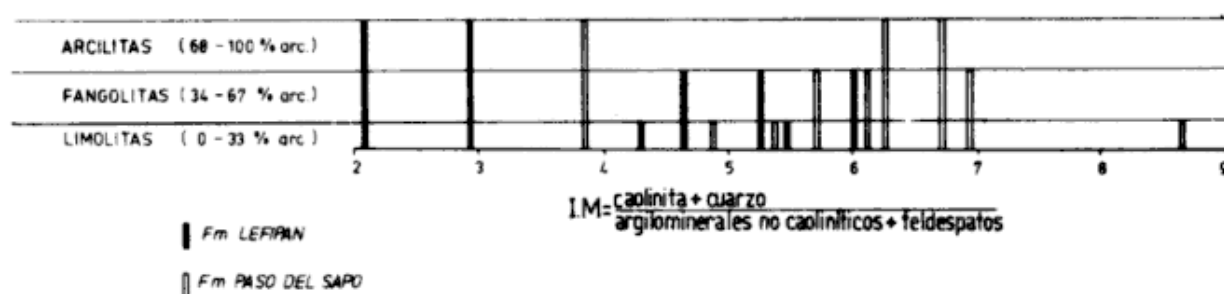


Figura 6: Clasificación texturo-composicional de las pelitas estudiadas.

partir de un basamento cristalino considerablemente meteorizado.

El análisis difractométrico muestra entre los minerales autógenos presencia de calcita, yeso y hematita. Los elevados tenores de este último mineral en algunas pelitas (véase cuadros I y II) sugieren importantes aportes de hierro disuelto desde las áreas de procedencia y su ulterior concentración sedimentaria bajo condiciones de fuerte oxidación.

En general la composición mineralógica de las pelitas de la Formación Lefipán, induce a pensar en una procedencia similar a la sugerida para la Formación Paso del Sapo. No obstante, la presencia de montmorillonita en la Formación Lefipán indicaría la incorporación parcial de material piroclástico vítreo.

Las composiciones química y mineralógica de los depósitos sugieren que los procesos de meteorización parecen haber sido algo más intensos en las áreas de aporte durante la formación de los detritos que dieron origen a la Formación Paso del Sapo, mientras que la procedencia habría resultado más variada en el caso de la Formación Lefipán.

Con todo, de confirmarse la presencia de glauconita en las pelitas de esta última unidad, debería considerarse que parte de los argilominerales (la glauconita) tendría carácter autógeno o -al menos- intracuenal. En tal caso, se inferiría que el grado de meteorización de los materiales originales habría sido el mismo para ambas formaciones y que las diferencias de quimismo se deberían a la adición de glauconita autógena a la asociación de arcillas presente en las pelitas de Lefipán.

La frecuente aparición de yeso autógeno en esta unidad sugiere regular precipitación salina

durante los fenómenos de acumulación de las pelitas analizadas. Es importante agregar además que en estas sedimentitas no se detectan niveles altos de hematita, aunque ese mineral aparece como frecuente pigmento de las intercalaciones arenosas, en las que llega a concentrarse en estructuras de bioturbación (Spalletti, en preparación).

El presente estudio ha mostrado que algunas de las más significativas diferencias entre las formaciones Paso del Sapo y Lefipán estriban en la distribución selectiva de componentes autógenos. La hematita resulta característica de muchas intercalaciones pelíticas de la Formación Paso del Sapo, en la que se encuentra también como pigmento de la mayoría de las areniscas. En cambio, en la Formación Lefipán la hematita sólo se ha concentrado en los niveles psamíticos, resultando prácticamente inexistente en las pelitas, cuyo mineral autógeno más característico es el yeso.

Lo mencionado anteriormente sugiere que durante importantes períodos de acumulación de la Formación Paso del Sapo, el Eh se mantuvo con valores positivos, con la excepción de los lapsos de depositación de las intercalaciones carbonosas. Durante la acumulación de la Formación Lefipán se manifiesta una marcada variación rítmica del Eh, con altos valores positivos acompañando a la depositación de arenas y bajos cuando tuvo lugar la formación de las pelitas yesosas.

Una mención especial merece el análisis de los niveles carbonosos estudiados en la Formación Lefipán. En ellos se aprecia junto al elevado tenor de materia orgánica, la existencia de abundantes agregados terrosos de limonita, los que han quedado reflejados en los análisis químicos. La coexistencia de estos componen-

tes puede ser explicada aludiéndose a medios de depositación palustres o albuféricos, de tal modo que los concentrados ferruginosos representarían típicas acumulaciones del llamado hierro de pantano (Pettijohn, 1957).

## CONCLUSIONES

El estudio por difracción de rayos X reveló para la Formación Paso del Sapo el predominio de cuarzo y caolinita, acompañados por menor tenor de illita. En la Formación Lefipán se da esta asociación, aunque se incrementa el contenido de illita (y quizás glauconita) y aparece montmorillonita. Entre los minerales autógenos se destaca la presencia de hematita en Paso del Sapo y de yeso en Lefipán.

Se ha encontrado —en general— buena correlación entre los datos químicos y los difractométricos.

El contenido de sílice en la matriz silicatada correlaciona estrechamente con los tipos litológicos pelíticos, siendo los más gruesos los que poseen mayor porcentaje de sílice.

En general hay semejanza composicional en las rocas de ambas formaciones. La Formación Lefipán es más rica en  $K_2O$ , por lo que en la composición normativa se incrementa la proporción de illita. Los valores de boro no han permitido diferenciar entre las muestras de ambas unidades.

Los índices de meteorización de Englund y Jorgensen (M1 y M2) muestran valores elevados para las formaciones estudiadas. Las pelitas de Paso del Sapo revelan un nivel de degradación mayor en sus detritos. No obstante, se considera que deben ponderarse mejor las conclusiones, tomándose en cuenta factores tales como granulometría y procesos autógenos en los depósitos pelíticos.

Se propone una clasificación texturo-composicional de pelitas basada en el tenor de fracción arcilla (Bhatia, 1985) y un índice de madurez: (caolinita + cuarzo)/(argilominerales no caoliníticos + feldespatos), considerándose sólo los argilominerales detríticos.

Los valores del índice sugieren buen grado de madurez de las sedimentitas, apreciándose que las de la Formación Paso del Sapo (en especial las arcilitas) son más maduras que las de la Formación Lefipán.

La asociación cuarzo-caolinita sugiere derivación de un basamento cristalino considerablemente meteorizado. La presencia de montmorillonita en la Formación Lefipán indicaría parcial aporte piroclástico. El yeso

autógeno de la Formación Lefipán permite inferir regular precipitación salina concomitante a la depositación de las pelitas.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BHATIA, M. R., 1985. *Composition and classification of Paleozoic Flysch mud rocks of eastern Australia: Implications in provenance and tectonic setting interpretation*. *Sed. Geol.* 41: 249-268.
- ENGLUND, J. O. y P. JORGENSEN, 1973. *A chemical classification system for argillaceous sediments and factors affecting their composition*. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 95: 87-97.
- FLORES, A. M., 1956. *Perfiles en el Chubutano y observaciones geológicas en la parte central y norte de Chubut*. YPF (inéd.).
- GARRELS, R. M. y F. T. MACKENSIE, 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. W. W. Norton y Co., New York.
- JACKSON, M. L., 1964. *Análisis químico de suelos*. Traducción. Edic. Omega, S. A., Barcelona.
- JOHNSON, W. M. y J. A. MAXUELL, 1981. *Rock and mineral analysis*. Wiley and Sons, 1-489 pp., New York.
- LAGE, J., 1982. *Descripción geológica de la Hoja 43c, Gualjaina, provincia del Chubut*. *Serv. Geol. Nac., Bol.*, 189: 1-72, Buenos Aires.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. *Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz*. En Leanza, A. (ed.): *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 601-654, Córdoba.
- LONNIE, T. P., 1982. *Mineralogical and chemical comparison of marine, nonmarine and transitional clay beds on south shore of long Island, New York*. *Jour. Sed. Petrol.*, 52: 529-536.
- MERODIO, J. C., 1978. *Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilícicos por espectrometría de absorción atómica. Exclusión de sílice*. *Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed., Rev.*, IX, (1-2): 27-41.
- , 1986. *Análisis químico de con rocas silicatadas*. *Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed., Rev.*, (en prensa).
- NAKAYAMA, C., 1977. *Geología de las Sierras de Garraz y extremo sur de la Sierra de Taquetrén*. *Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata*, Tesis 356, 122 pp. (inéd.).
- PETERSEN, C., 1946. *Estudios geológicos en la región del río Chubut Medio*. *Dir. Gen. Minas y Geol., Bol.*, 59: 137 pp.
- PIERCE, J. W. y F. R. SEIGEL, 1969. *Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks*. *Jour. Sed. Petrol.*, 39: 187-193.
- PROSERPIO, C., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, provincia del Chubut*. *Secr. Min. Serv. Geol. Nac., Bol.*, 159: 75 pp.
- SHAPIRO, L., 1952. *Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks*. *Geol. Surv. Bull.*, N° 1401.
- SHAW, D. M., 1956. *Geochemistry of pelitic rocks. Part III: major elements and general geochemistry*. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 67: 919-934.
- STATON, R. E., 1976. *Analytical Methods for use in Geochemical Exploration*. Unwin Brothers Ltd., 1-55, Londres.
- STARKEY, H. C., P. D. BLACKMON y P. L. HAUFF, 1984. *The routine mineralogical analysis of clay. Bearing samples*. U. S. Geological Survey Bull., 1563, 1-32.

*Asociación Geológica Argentina*

**TURNER, J. C.**, 1983. *Descripción geológica de la Hoja 44d, Colon Conhue, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol, 197: 1-78.

**WILSON, A.**, 1960. The microdetermination of ferrous iron in silicate minerals by a volumetric and colorimetric method. *The Analyst*, 85: 823-827.

Recibido: 28 de agosto, 1986

Aceptado: 5 de diciembre, 1987

**ADRIAN M. ÑIGUEZ RODRIGUEZ**

**JULIO CESAR MERODIO**

**LUIS A. SPALLETTI**

Centro de Investigaciones Geológicas  
Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Universidad Nacional de La Plata  
CONICET

# EL REGIMEN HIDROTHERMAL DE LA VETA DE CUARZO AURIFERO "ERIKA", ANDACOLLO, PROVINCIA DEL NEUQUEN

E. Domínguez y M. C. Gómez

## RESUMEN

La veta Erika consiste en venas de cuarzo aurífero que se emplazan en metamorfitas carbónicas de la Serie Andacollo. Cuenta en la actualidad con reservas desarrolladas de 150.000 Tn del mineral con una ley media de 9 gr Tn/Au; su producción anterior representó un 20 % del beneficio total del distrito. La veta se desarrolló en una zona de falla y presenta texturas en cinta y drusas, tanto a escala mesoscópica como microscópica. Las texturas fueron originadas por sucesivas fracturaciones, con rellenos y reemplazos combinados. Se trata de una zona de falla originada en el campo de deformación frágil, en la región de fracturas de transición entre extensión y cizalla.

Se reconocieron tres estadios de alteración hidrotermal, definidos como sericitización, cloritización y carbonatización. Sólo el primero corresponde únicamente a cambios en la roca de caja; los dos restantes se manifiestan simultáneamente como relleno de fracturas y alteración en la roca de caja. Las sucesivas fracturaciones limitan como mínimo dos pulsos mineralizantes en que se formaron clorita, cuarzo, pirita, blenda, galena, arsenopirita, calcopirita y oro con la diferencia de que en el primero aparece materia orgánica inyectada hidráulicamente y en el segundo una importante depositación de calcita. Se hallaron en cuarzo inclusiones de tipo I, II, III y IV según la clasificación de Nash. Los fluidos del sistema hidrotermal fueron levemente ácidos en su origen y alcalinos durante la mayor parte de la vida del sistema. La depositación de cuarzo y calcita junto a sulfuros y oro se verificó a una temperatura entre 270°C y 290°C, con oscilaciones entre 250°C y 370°C. No existe una variación vertical ni en la alteración ni en la temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas en los 120 m estudiados en sentido vertical. Dos fluidos intervinieron en el sistema hidrotermal; uno sub-saturado, que tuvo la máxima importancia en los niveles superficiales y los estadios últimos del sistema que tiene una salinidad del 5 al 8 % en peso con fases de ebullición temporarias; otro, saturado, con salinidades mayores de 26 % en peso que se presenta en los niveles más profundos de la mina. Este fluido es posiblemente de derivación magmática mientras que el primero es de derivación metóica.

La variación geoquímica de la relación Pb/Zn en los niveles estudiados decrece desde 1,55 hasta 0,99 entre los niveles 8 y 0 respectivamente, con un rango de variación vertical de disminución estimado en: 0,10 cada 10 m.

El sistema hidrotermal tuvo un régimen esencialmente hidrostático y se desarrolló a una profundidad estimada de 720 m. La precipitación de oro se relaciona a procesos químicos desarrollados a la interfase entre los sulfuros y la solución hidrotermal aurífera.

El pequeño gradiente geotérmico y la presencia de dos fluidos de salinidades diferentes permiten relacionar al sistema con los hallados en depósitos de cobre diseminado. Esto permite concluir que la mineralización tendrá un desarrollo vertical relacionado a la topografía del contacto entre el cuerpo intrusivo dacítico y la roca de caja en profundidad. Se estima que la mineralización persiste en profundidad por 50 a 100 m más.

## ABSTRACT

The Erika lode consists of gold-quartz veins which transects Carboniferous shales of the "Serie Andacollo". To date, the ore deposit has reserves of 150.000 Tons of ore grading 9 gr Tn/Au and its production represents a 20 % of total gold mined in this district.

The lode is emplaced in a fault zone and has ribbon textures with vugs in both meso and microscopic scales. Consecutive fracturations opened channels for fluid circulation that through filling and reemplazamiento originated the ribbon textures. The fault zone was formed in the brittle field, in the region of extensional shear failure.

Three hydrothermal alteration phases had been recognized: sericitization, chloritization and carbonatization. The first is limited to changes in the country rock. The others have filling equivalentes.

Two mineralization waves formed the filling of the shear fault. In these waves chlorite, quartz, pyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite, calcopyrite and gold were formed with the main difference that in the first appears organic matter hydraulically injected, and in the second calcite.

The hydrothermal fluids were acidic in the initial stages and alkaline in the main part of the life of the hydrothermal system. The deposition of quartz, calcite and sulfides with gold was accomplished at 279-290°C with variations between 250 and 370°C, without vertical variations in the 120m sampled. Two fluids acted in the hydrothermal system: one of main importance in the shallow levels and in the latest times, has salinities of 6-8% ClNa equivalent, with temporary boiling stages; the other with salinities in the order of 26% ClNa equivalent, important in the deepest parts of the lode.



The geochemical variations of the Pb/Zn relationship in the 4 levels studied showed a range of 1,58 to 0,99 between the levels 8 and 0, with a vertical drop of 0,10 every 10 m.

The hydrothermal system had an hydrostatic regime, and was developed at minimum depth of 720m. The gold precipitation was carried out in a alkaline environment and developed by chemical reactions between sulfides and the gold carrying fluids.

The thermal gradient and the existence of two fluids of very different salinities relate this system with that found in porphyry base metal deposits. The hypersaline fluid is possibly of magmatic derivation and the other of meteoric origins. The vertical span of the mineralization is related with the morphology of the contact between intrusives and lithocapa.

## INTRODUCCION

El distrito aurífero de La Primavera-Andacollo se encuentra ubicado en el Departamento Minas de la Provincia del Neuquén e incluye vetas de cuarzo aurífero y depósitos de placer, siendo las principales vetas del sector las minas "La Erika" y "La Julia".

En la veta Erika hasta el año 1946 se extrajeron y trataron 16.774 Tn de mineral recuperándose 138 kg de oro fino por lo que se estima que la ley media en oro del mineral fue de 13,8 gr/Tn (Stoll, 1957) y representó un 20 % de la producción aurífera total del distrito. En 1978 la provincia del Neuquén inició una reevaluación de la mina, por entonces abandonada, realizándose 965 m de galerías, 300 m de chimeneas y 120 m de estocadas, labores que permitieron desarrollar 150.000 Tn de mineral con una ley media de 9 gr/Tn de oro (Dir. Gral. de Min., 1980).

Hasta el año 1969 la mineralización del distrito era considerada como hidrotermal y vinculada a la intrusión de un cuerpo de pórfido dacítico de edad terciaria inferior.

El hallazgo posterior de una extensa zona de alteración hidrotermal en el área de Los Maitenes-El Salvaje en el epicentro del distrito, con las características distintivas de los modelos de yacimiento de cobre de tipo porfírico (Soto *et al.* 1969), confirmados recientemente (Domínguez *et al.*, 1984), permitiría visualizar a la mineralización en un contexto genético más amplio. La veta Erika representaría dentro de este modelo una de las estructuras periféricas con mineralización de alta ley (Lowell y Gilbert, 1970). Por hallarse la mineralización en rocas metamórficas con ganga de cuarzo y calcita y pequeñas cantidades de sulfuros otro modelo genético podría ser sustentado. Al igual que lo hallado para numerosas minas en terrenos precámbricos y paleozoicos podría pensarse que los fluidos mineralizadores derivaron de procesos metamórficos.

El objetivo del presente trabajo está centrado en la geotermometría de la veta Erika, junto a una revisión de las relaciones paragenéticas de las especies minerales presentes y la alteración hidrotermal, con el propósito de determinar las características globales de presión y temperatura del sistema y la posible relación de los fluidos hidrotermales con rocas intrusivas. Se estudia además la distribución de los elementos plomo, zinc, oro, plata y cobre en la mina, poniéndose énfasis en la variación de la relación Pb/Zn con la profundidad.

Se piensa que estos parámetros, asociados al estilo estructural de la veta, podrían ser utilizados como criterios para determinar la posible persistencia en profundidad de la mineralización.

La mina fue inicialmente estudiada por Stoll (1957), quien describió con detalle su geología y la de las restantes vetas del distrito. En su trabajo define las características esenciales de la mineralización, tales como estructura, mineralogía, paragénesis, edad y vinculaciones genéticas. Zoellner y Amos (1973) extienden este trabajo a escala regional, al describir la hoja geológica 32b, Chos Malal. Posteriormente Casé y Danieli (1975) y Danieli *et al.* (1979) estudian minuciosamente la mineralogía y paragénesis de las vetas del distrito comparándolas con la de las vetas del distrito cerro La Atravesada en el sur de la provincia del Neuquén. En este trabajo dan un nuevo enfoque a la dinámica del sistema hidrotermal al describir dos pulsos mineralizantes y nuevas especies minerales.

## METODOS DE TRABAJO

La toma de muestras y la ejecución de perfiles se realizaron sobre la base de un relevamiento topográfico-geológico de las labores a escala 1:250 realizado por la Empresa CORMINE

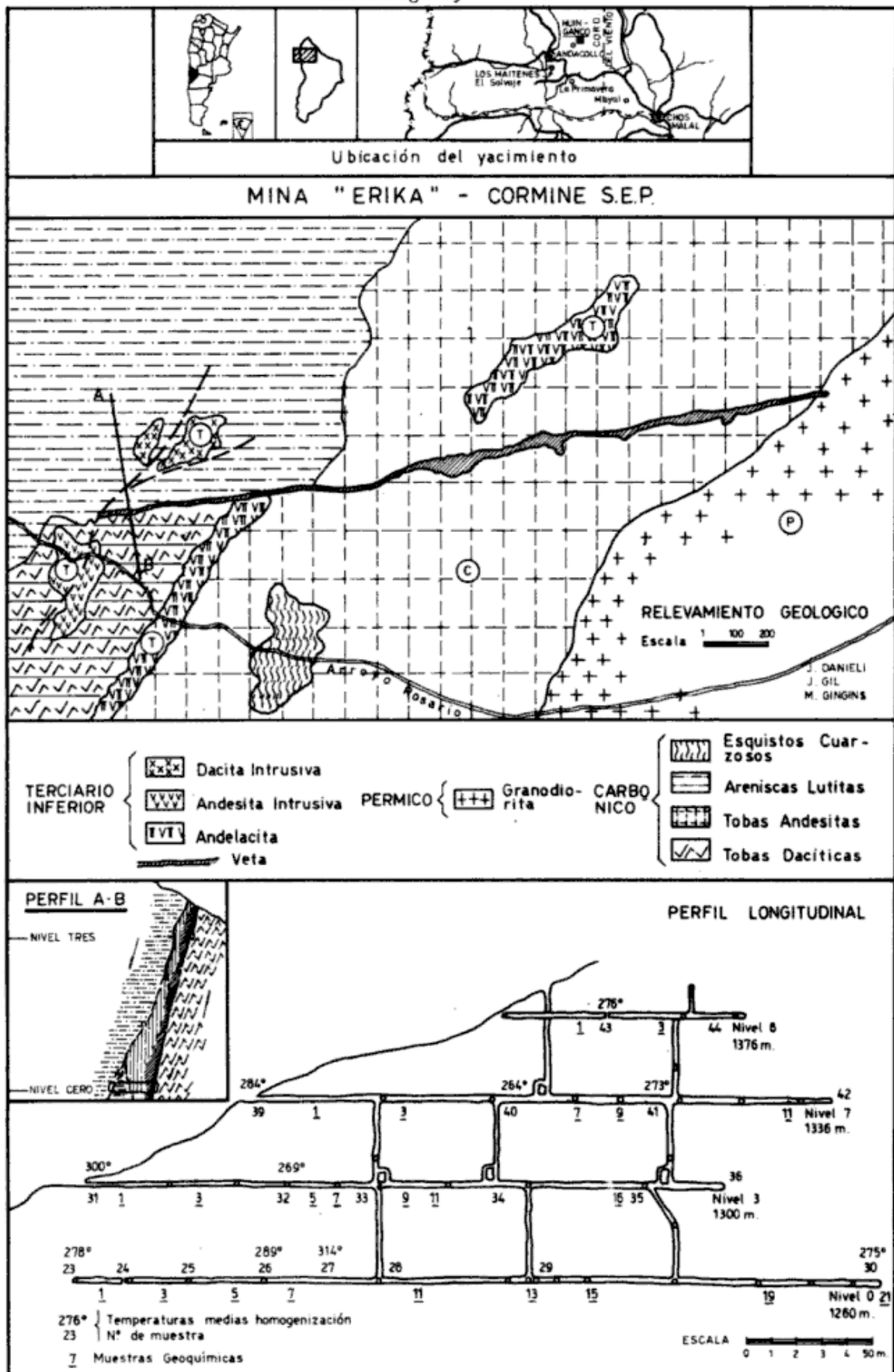


Figura 1: Mapa de ubicación.

SEP. (Danieli *et al.*, 1981). Se tomó una muestra cada 50 m en cada una de las galerías de los niveles 0, 3, 7 y 8, con el objeto de conseguir una buena cobertura tanto horizontal como vertical de la mineralización y la roca de caja.

Las determinaciones petrográficas y calcográficas se realizaron mediante técnicas ópticas con el apoyo de difractogramas. Las determinaciones de rayos X se realizaron utilizando el método de polvo, y fracciones menores de 2 mm, en muestras orientadas, calcinadas y glicoladas. Para el estudio de inclusiones fluidas se utilizaron esquirlas y secciones petrográficas doblemente pulidas. La petrografía de las inclusiones fluidas, que incluye ubicación, determinación de fases presentes y relaciones volumétricas se realizó a temperatura ambiente. Para la obtención de detalles se usó un objetivo de 100 aumentos, condensador e inmersión en aceite, según el método propuesto por Nash (1976).

Parte de los datos de temperatura de homogenización fueron tomados mediante una platina de calentamiento Leitz 1350, 800 aumentos y velocidad de calentamiento aproximada de 5°C por minuto. La precisión de las determinaciones fue de  $\pm 5^\circ\text{C}$ .

Otra parte de los datos de temperatura de homogenización y todos los de temperatura de congelamiento se tomaron mediante una platina Chaix-Meca calibrada mediante patrones estándar. En calentamiento el aparato tiene una exactitud de  $\pm 1^\circ\text{C}$  y una precisión de  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ . En enfriamiento se determinó la temperatura de fusión del hielo con una precisión de  $\pm 2^\circ\text{C}$ .

Los análisis químicos fueron realizados mediante espectrofotometría de absorción atómica por la Dirección de Minería de la provincia de Río Negro. Los datos corresponden a muestras en canaleta de la mineralización, tomadas al reevaluar la veta por la Dirección Provincial de Minería de la Provincia del Neuquén.

## GEOLOGIA REGIONAL

La mina Erika se encuentra 6 km al este-nordeste de Andacollo en el faldeo occidental de la Cordillera del Viento en el extremo austral de la unidad morfoestructural Cordillera Principal.

En el sector de la mina las rocas más antiguas aflorantes corresponden a tobas, lutitas fosilíferas y areniscas disturbadas tectónicamente que Zoellner y Amos (1973) mapearon como Serie Andacollo. La edad de estas rocas es

carbónica, según los mismos autores, y están intruidas por un extenso cuerpo de granitos y granodioritas que afloran en el extremo oriental de la veta, evento intrusivo al que Turner (1965) denominó Formación Huachulafquen.

Apoyándose en discordancia angular sobre las unidades descriptas aflora una potente serie volcánica integrada por lavas mesosilíceas y ácidas con sus tobas y brechas asociadas. Este conjunto efusivo Permo-Triásico fue denominado grupo Choiyoi por Stipanovic (1965). Las sedimentitas de la serie Andacollo, la intrusión de la Formación Huechulafquen y las volcanitas del Grupo Choiyoi constituyen los Terrenos del Zócalo Preandino de Irigoyen (1978).

La potente sucesión sedimentaria mesozoica que se sobrepone en discordancia regional poco marcada al Grupo Choiyoi aflora en el faldeo oriental de la Cordillera del Viento; si bien esta sedimentación constituye una parte fundamental de la evolución geológica de la región, no tiene importancia, en este trabajo por no aflorar en el área estudiada.

El Terciario está representado por una sucesión de tobas y mantos andesíticos que aflora como retazos sobre el Grupo Choiyoi en el área mineralizada; fue mapeado como "Serie Andesítica Oligocena" por Stoll (1957) y son equiparables al Grupo Molle de Groeber (1946). La secuencia estratigráfica se completa con basaltos terciarios y diversos depósitos aluviales, coluviales, fluviales y glaciales del Terciario superior y Cuaternario.

Pequeños cuerpos intrusivos cretácico-terciarios cuyas relaciones y edades precisas no se conocen aún, afloran saltuariamente en la zona mineralizada. Stoll (1957) describe diabasas, tonalitas, pórfidos dacíticos y pórfiros andesíticos. Soto *et al.* (1969) mencionan, en orden decreciente dioritas, tonalitas, dacitas y andelacitas. Domínguez *et al.* (1984) no hallaron relaciones de intersección claras entre las tonalitas y dacitas e interpretaron las diferencias texturales encontradas como fases de un mismo evento intrusivo.

En el marco regional otro evento intrusivo de importancia está representado por los cuerpos de dioritas cuarcíferas que afloran en los Cerros Mayal, Caicayen y Negro, integrantes del Grupo Molle, cuyos equivalentes efusivos ya han sido mencionados.

### La Veta "Erika"

La Veta Erika se emplaza en una zona de falla cuya traza corta en mayor proporción a las

rocas de la Serie Andacollo y en sectores a los granitos pérmicos y a pequeños cuerpos intrusivos andesíticos y dacíticos de edad terciaria según Danieli *et al.* (1979), (véase mapa 1).

En el distrito Andacollo no se han hallado evidencias ni de mineralización ni de alteración hipogénica en los afloramientos remanentes de las lavas andesíticas del Grupo Molle en el sector del arroyo Cajón de los Caballos en el área de Los Maitenes-El Salvaje. En dicha área la mineralización existente se relaciona a un cuerpo intrusivo tonalítico-dacítico emplazado en rocas del Grupo Choiyoi, cortado por diques andesíticos y cubierto por lavas del Grupo Molle. Dataciones radimétricas K-Ar (INGEIS Det. Nº 2432 y 2433) sobre roca total y alteración sericitica en rocas de caja de la mina Paulo Nicolas, integrante del sistema mencionado, dieron edades de  $67 \pm 3$  y  $34 \pm 3$  Ma; ubicando a la mineralización en el Terciario inferior.

Algo al sur en el cerro Mayal, integrante intrusivo del Grupo Molle, existen al menos 9 vetas con mineralización de cuarzo aurífero, 7 de las cuales se emplazan en fallas en capas mesozoicas ubicadas en el techo del cuerpo intrusivo y una en una fractura que penetra en el stock. En este caso la relación espacial y temporal y en consecuencia genética es indudable entre el stock y las vetas. La mineralización en la zona de los cerros Caicayen, Diablo y Colli-Pilli sigue este último esquema según Llambías y Malvicini (1978).

La veta tiene una corrida superficial visible de 1200 m y está expuesta en un rango vertical de unos 250 m aproximadamente. La mineralización se aloja en una zona de cizalla con planos de falla paralelos sintéticos y planos secundarios antitéticos. En los frentes de trabajo es generalmente notable solo uno de los planos ubicado a veces en el piso y otras en el techo de la mineralización, que es utilizado en la práctica como guía. La zona de falla tiene un rumbo  $N75^{\circ}E$  con inclinaciones variables entre  $70^{\circ}$ - $75^{\circ}N$ .

Para Stoll (1957) la falla es normal y de origen gravitacional, mientras que Danieli *et al.* (1979) entienden que existe una componente importante en el sentido del rumbo. Se han hallado evidencias de diaclasas pinnadas que confirman al menos un movimiento en el sentido normal.

A escala mesoscópica, (véase foto 1) la zona de falla presenta una estructura combinada entre libro y cinta en el sentido de McKinstry y Ohle (1940) aunque el reconocimiento preciso de cada variedad es difícil a esta escala. Plan-

chas de rocas de caja alterada con variables grados de reemplazo, venas de cuarzo, de calcita, y zonas de jaboncillo de falla son observables con potencias que oscilan entre los 1,50 y 5 m. Las planchas de rocas de caja alojadas entre los planos de falla son elipsoidales, con sectores con brechas de origen tectónico. Entre los planos de falla las venillas de cuarzo y calcita muestran esporádicamente estructuras costrificadas con drusas con cristales implantados típicas de estructuras dilatacionales (Hobbs *et al.*, 1976).

Las relaciones de intersección entre planos de falla y venillas de cuarzo y calcita indican que existieron sucesivas reaperturas en la zona de falla con posterior relleno de los espacios abiertos, proceso que fue denominado "acreción" por Hulin (1929). La existencia de sucesivos reemplazos a escala microscópica están bien documentados, por lo que se estima que ambos procesos combinados formaron la estructura observable. Es notable en la veta la presencia de bandas de jaboncillo de falla incoherente, plástico y rico en materia orgánica. Si bien la presencia de materia orgánica es descrita en rocas de la Serie Andacollo, no aparece en forma visible en las rocas adyacentes a la veta por lo que se estima que ha sido colectada e inyectada hidráulicamente junto a roca de caja pulverizada en la zona de fractura con mayor permeabilidad, como fue propuesto por Winslow (1983).

Tectónicamente se trata de una estructura formada por deformación mecánica en el campo frágil asociada a zonas de cizalla con espacios abiertos, ubicada posiblemente en la región de las fracturas en la zona de transición entre extensión y cizalla ( $0'1-0'3$  entre 4T y 8 T y ángulos dihedros entre  $1^{\circ}$  y  $60^{\circ}$ ) (Hancock, 1985). Este tipo de deformación es esperable en zonas de profundidad intermedia.

La textura tipo "ribbon" o en cinta en el cuarzo de mineralizaciones auríferas es común en los depósitos auríferos precámbricos, y menos frecuente en los paleozoicos y mesozoicos y no comunes en los terciarios según Boyle (1979). Muchos de estos depósitos han sido originados a partir de fluidos generados por progresivo metamorfismo: Coveney (1981); Smith *et al.* (1984); Boyle (1976).

#### *Alteración hidrotermal y mineralización*

La alteración hidrotermal y la mineralización fueron revisadas con el propósito de determinar las características del fluido mineralizante y su evolución en el tiempo y en el espacio.



A.



B.

Foto 1: A) Veta "Erika". Tope del Nivel 0. Nótese la zona de falla y las venillas de cuarzo y calcita de la textura en cinta. La longitud aproximada del frente es de 1 m. B) Textura en cinta escala microscópica. Roca de caja sericitizada, venillas de cuarzo, de clorita, de materia carbonosa y de calcita. (X 100 A).

Es difícil separar con claridad ambos procesos, ya que por tratarse de una zona de falla el fluido hidrotermal produjo simultáneamente cambios en la roca de caja y relleno en los espacios abiertos.

Respecto a la alteración de la roca de caja ya Stoll (1957) había observado decoloración en las paredes debida a una sericitización y silicificación. Describe además una piritización y cloritización, notando que la alteración es poco visible en las porfiritas triásicas del Grupo Choyoi. Sin aclarar respecto a su posición en el espacio, Casé *et al.* (1975) clasifican a la alteración como sericitica y arcillosa intermedia, definidas por la presencia de cuarzo, sericita y piritita en el primer caso y montmorillonita, caolinita y cuarzo con algo de clorita en el segundo caso.

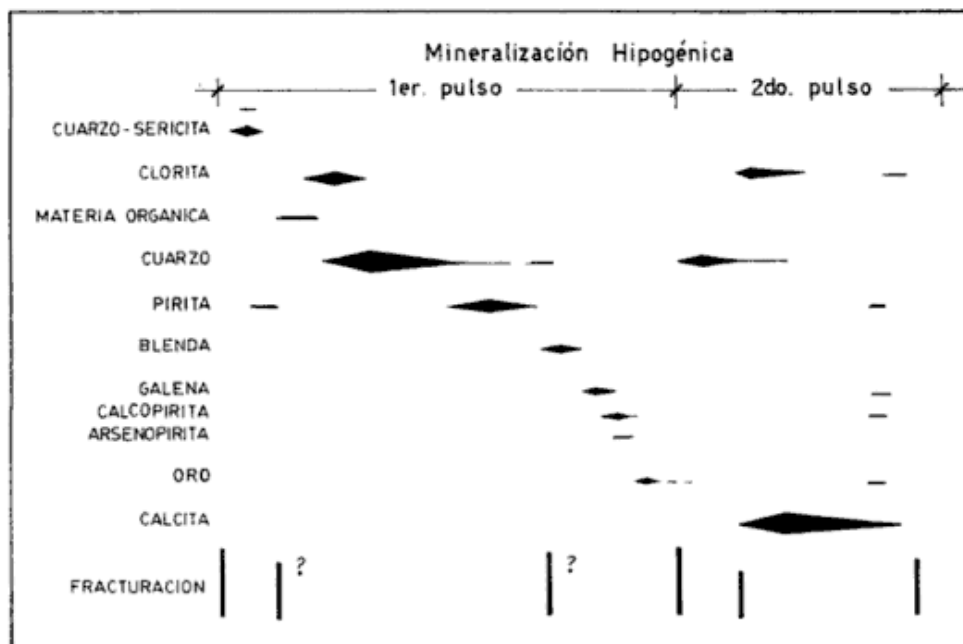
Según Stoll (1957) la zona de falla está ocupada en un 70 % por roca de caja y jaboncillo cementados por venas y venillas anastomosadas de cuarzo y calcita. Diseminada en la roca de caja y en las venas aparece fundamentalmente piritita con blenda y galena subordinadas. Los sulfuros no sobrepasan el 1 % de la mineralización, con oro tanto libre como en sulfuros y como minerales de ganga describe sericita, ankerita, caolinita, clorita y calcita. Para Casé y Danieli (1975) la mineralización se formó en dos estadios hipogénicos. En el primero se depositaron cuarzo, pirrotina, arsenopiritita, galena, blen-

da, galena argentífera y argentinita; y en el segundo piritita, calcopiritita, oro, calcita, covellina y digenita. Por procesos supergénicos se formaron además goethita, hematita y carbonatos de cobre.

En este trabajo se ha observado que existe una tenue decoloración de la roca de caja en sentido normal a las fracturas de pocos centímetros de desarrollo, mientras que dentro de la zona de falla la alteración presenta tonalidades verde oscuras. En sentido paralelo no se observaron cambios en el tipo de alteración hidrotermal en el rango vertical de 150 m estudiado.

Temporalmente y por relaciones de intersección se diferenciaron tres estadios de alteración hidrotermal que en orden de edad decreciente son sericitización, cloritización y carbonatación. De ellos, sólo el primero corresponde únicamente a un cambio en la roca de caja, mientras que los dos restantes se manifiestan simultáneamente como relleno de fracturas y alteración de la caja. La terminología utilizada se refiere a los principales minerales formados en cada caso (Rose *et al.*, 1979). Las alteraciones son procesos de relleno y reemplazo que junto a los de reapertura de las fracturas definen y caracterizan el estilo estructural de textura en cinta hallado.

Como se muestra en el cuadro paragenético (véase figura 2) las fracturaciones presentes limitan como mínimo dos pulsos mineralizantes



**Figura 2:** Paragénesis Mineral. Los minerales esenciales son clorita, piritita y cuarzo junto a sulfuros y oro en el primer pulso mineralizante. En el segundo predomina la calcita junto a cuarzo, piritita y escasos sulfuros y oro. Sucesivas fracturaciones se registraron durante la vida del sistema hidrotermal.

en que se depositan clorita, cuarzo y sulfuros con la diferencia de que en el primero aparece también materia orgánica y en el segundo calcita. La fracturación es reiterada durante la mineralización y sus límites temporales son difíciles de ser definidos sin ambigüedad.

Además de formarse sericita y clorita como productos de la alteración de la roca de caja se depositan durante el primer pulso mineralizante materia orgánica, cuarzo, pirita, blenda, galena, calcopirita, arsenopirita y oro que se describen a continuación.

**Sericitización:** es cronológicamente la alteración más antigua y podría ser definida como alteración sericitica en el sentido de Meyer y Hemley (1967). Es la que presentan las rocas de colores pálidos o cremas. Los minerales característicos son sericita, cuarzo y pirita. Se halla a los lados de la fracturas y en las láminas de roca de caja en la zona de falla. La sericita es de grano fino con texturas afiltradas o irregulares y reemplaza a matrix y a los feldespatos que aparecen como "sombas" al microscopio. El cuarzo se presenta ameboidal en un campo de sericita o como relictos de granos originales. La pirita en cristales pequeños aparece diseminada dentro de campos de sericita y cuarzo. Se ha observado que en algunos sectores volcanitas porfíricas compuestas por feldespatos y cuarzo, con recristalización incipiente, no han experimentado alteración.

La presencia de caolinita no pudo ser confirmada por métodos ópticos ni por difracción de rayos X. La existencia de clorita que presenta reflexiones en 14 y 7 Å dificulta su reconocimiento; no obstante la reflexión predominante es de 3,53 Å correspondiente al orden (004) de clorita, en tanto que el pico de 3,58 Å correspondiente al orden (002) de caolinita no aparece. En una muestra, que presenta una reflexión débil en 7 Å, ésta desaparece luego de un tratamiento térmico a 600°C por dos horas por lo que se presume que existe una pequeña cantidad de caolinita.

**Cloritización:** es la alteración que caracteriza la mina "Erika" ya que el color "verde oscuro" de la roca de caja en la zona de falla es debida a este proceso.

La clorita se presenta como pequeñas fibras implantadas sobre las paredes de las fisuras y se continúa con venillas penetrantes en la roca de caja sobreimponiéndose y cortando a la alteración sericitica previamente descripta. Las venillas presentan bordes de reemplazos y aparecen también nidos con fibras irregulares y texturas en penacho. Estas venillas en partes tienen formas ahusadas.

Asociadas a estos campos de clorita aparecen cristales de pirita en cadena de grano fino.

El reemplazo por clorita es completo en algunas muestras cuya secuencia se inicia con un reemplazo guiado a lo largo de fisuras para transformarse ulteriormente en un reemplazo penetrativo completo.

Mediante difracción de rayos X, con método de polvo en una roca fuertemente cloritizada, utilizándose el promedio de las reflexiones 001, se determinó un espaciado basal de 14,21 Å. La variedad predominante sería un clinocloro de fórmula tentativa  $(Mg_{3,84}Fe^{2+}_{1,02}Al_{1,4})(Si_{2,86}Al_{1,14})O_{10}OH$  según el método de Bailey (1972).

**Materia orgánica:** aparece con texturas en cinta, formando venillas ahusadas y como costuras sobre las rocas de caja con alteración sericitica. En sectores el material es abundante otorgando a las rocas un color negro. No pudo ser confirmada mediante rayos X ninguna reflexión característica de grafito, por lo tanto se estima que es una variedad de materia orgánica amorfa. Si bien no tiene relación definida con la mineralización aurífera según Casé y Danieli (1975), dos muestras ricas en material carbonoso se tomaron en dos sectores donde las leyes medias de oro son altas. Según Boyle (1979) la presencia de material carbonoso es frecuente en depósitos de oro de prácticamente todos los tipos genéticos.

**Cuarzo:** es un mineral muy abundante. Existen al menos dos generaciones reconocibles en numerosas muestras, aunque en otras no es posible determinar con seguridad cual de las generaciones es la observada.

La primera generación presenta texturas de relleno, con cristales implantados sobre la roca de caja sericitizada, con texturas en diente de perro y terminaciones prismáticas piramidales generando "drusas". En partes este cuarzo se deposita también sobre clorita y en partes sobre materia orgánica. Esta generación de relleno es de color lechoso o gris ahumado, de grano grueso y es la más abundante. Este cuarzo está fuertemente tectonizado presentando fracturas, extinción ondulosa y en partes brechamiento.

**Pirita:** Rellena fracturas, con cristales grandes de hábito cúbico u octaédrico y presenta texturas cataclásticas. Finas venillas que cortan a la roca de caja incluyen además clorita y cuarzo. La pirita de esta generación se deposita tanto sobre la roca de caja como sobre la clorita descripta en la alteración hidrotermal.

**Blenda:** es escasa. Rellena y reemplaza a pirita cataclástica. En parte las paredes de pirita

encajan perfectamente, en partes el reemplazo es avanzado. Por ser de distribución irregular las texturas moteadas de calcopirita se interpretan como de reemplazo y no de exsolución.

**Galena:** se presenta en fracturas de cristales de cuarzo y rellenando y reemplazando a pirita cataclástica. Forma nidos en cuarzo, es más abundante que la blenda y presenta típicas texturas de deformación como son las flexuras y los clivajes ahusados.

**Arsenopirita:** aparece con formas rómbicas en los contactos entre blenda y galena. Es escasa.

**Calcopirita:** se presenta con texturas de emulsión en blenda y reemplaza a galena en forma incipiente y pseudomórfica. Estos reemplazos son típicos en galena que reemplaza a pirita cataclástica.

**Oro:** Para el oro la ubicación paragenética es poco precisa. Se lo encuentra libre en fisuras de cuarzo con texturas en diente de perro fracturado, cementado por cuarzo de grano fino. Da al cuarzo, en los puntos donde aparece, un color amarillo dorado translúcido de tonalidades vivas aún en húmedo. Reemplaza a pirita cataclástica a partir de los bordes, como inclusiones pequeñas aisladas o como finas venillas a lo largo de fisuras. Las venillas son discontinuas con pequeños núcleos de reemplazo. Parte de algunas venillas parecen pseudomórficas de finas venillas anteriores de galena. Por estos criterios se estima que parte del oro se depositó en el primer pulso mineral, aunque existen evidencias que indicarían que otra parte se asocia al segundo pulso mineral (véase foto 2).

Al segundo pulso mineral, que cementa brechas y cataclisis de los minerales depositados anteriormente se asocian cuarzo, clorita, calcita, pirita, blenda, galena, calcopirita y oro. Los sulfuros se caracterizan por tener cristales pequeños, y no presentan evidencias de fracturación ni de deformación.

Durante el segundo pulso mineralizante se depositaron los minerales que se describen a continuación:

**Cuarzo:** la segunda generación de cuarzo es de grano fino, con texturas sacaroides y ahumado, aunque existe también en una variedad translúcida. Se presenta como venillas y cementando brechas del cuarzo de la primera generación. En partes este relleno culmina con cristales alargados y drusas; y sobre él se implantan además pirita de grano fino y galena. Forma metacristales y venillas en pirita fracturada reemplazada por galena y blenda de la primera

generación. Presenta disseminaciones de calcopirita y oro.

**Clorita:** la clorita de este segundo pulso mineralizante presenta una relación de sobreposición con el cuarzo de grano fino y la calcita. Tiene texturas botroidales y en penacho desarrolladas sobre cuarzo de grano fino y en partes sobre calcita o en el contacto cuarzo-calcita. En partes forma venillas cortando al cuarzo de grano fino, en partes la calcita corta estas venillas.

**Calcita:** Por los procesos producidos durante su depositación forma parte tanto de la alteración de la roca de caja como del relleno de las fracturas. En la roca de caja finas venillas de calcita cortan y en partes reemplazan a la alteración sericitica e intersectan a venillas de clorita y de cuarzo presentando texturas en diente de perro. Las venillas son paralelas con ramificaciones y anastomosamientos. Si bien tanto en cuarzo como en calcita sus venillas son casi paralelas, no lo son entre las dos variedades minerales, ya que las venillas de calcita intersectan a las de cuarzo con un ángulo pequeño.

En la veta se deposita sobre cuarzo, de la primera o segunda generación y rellena drusas de este mineral. También se la encuentra depositada sobre la roca de caja con cristales implantados y drusas. Las venillas de calcita cortan además con ángulos pequeños a las planchas de roca de caja, a las venillas de cuarzo y a las láminas de materia orgánica. Las venillas son dilatacionales, ramificadas y con reemplazos incipientes en las paredes. En las drusas de calcita suele haber clorita tapizando sus paredes.

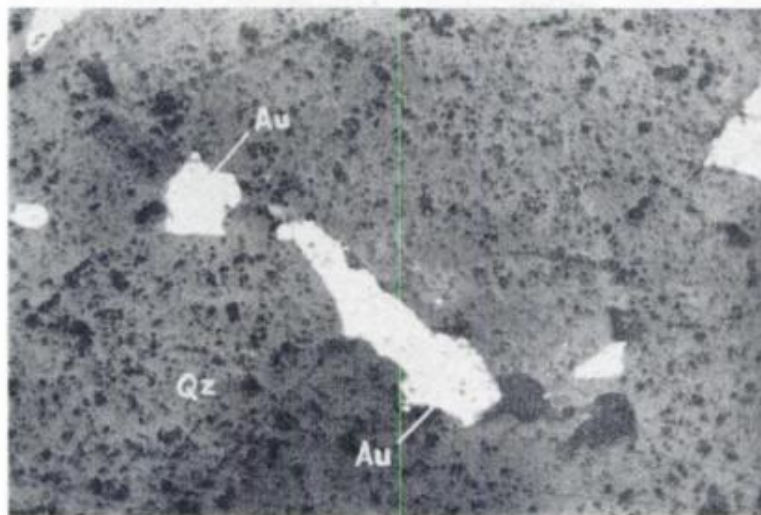
Pequeños cristallitos de cuarzo aparecen dentro de las venillas de calcita de preferencia junto a las paredes. Pirita y calcopirita aparecen disseminadas aleatoriamente dentro de la calcita.

#### *Estudio de las inclusiones fluidas*

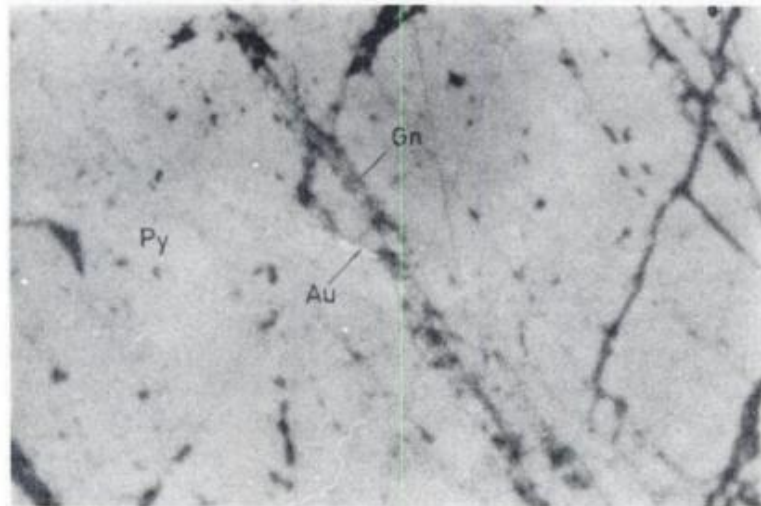
En la veta son evidentes al menos dos generaciones de cuarzo. Ambas generaciones tienen sulfuros asociados. Las determinaciones fueron realizadas sobre cuarzo de grano grueso y límpido de primera generación en la mayoría de los casos. En otros la asignación precisa de la generación de cuarzo estudiada es dificultosa y está sujeta a errores.

La delimitación de inclusiones primarias, pseudosecundarias y secundarias fue realizada usando los criterios de Roedder (1983) aunque solo fue posible eliminar con seguridad las inclusiones secundarias, ya que las sucesivas fracturaciones descriptas tornan imprecisas las asig-

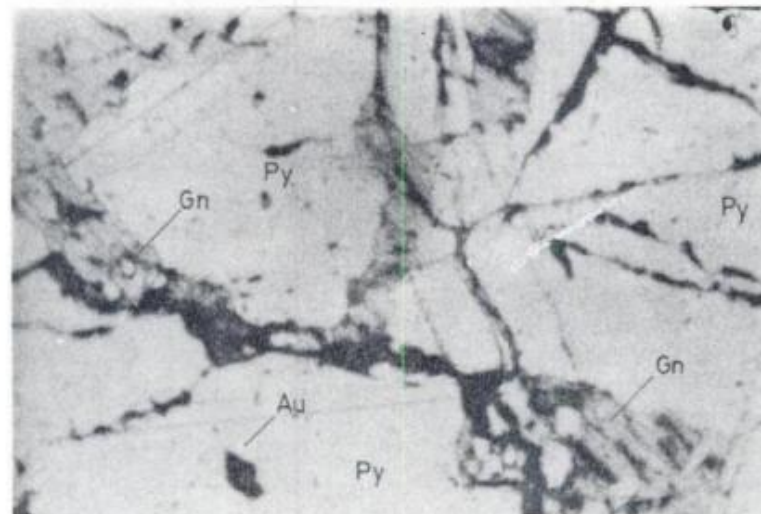




A.



B.



C.

**Foto 2:** A) Cuarzo de grano grueso con inclusiones de oro. B) Pirita intersectada por venillas de galena con reemplazos pseudomórficos de oro. C) Pirita cataclástica con venillas de reemplazo de galena e inclusiones de oro.

naciones absolutas de primarias o pseudosecundarias.

Fueron halladas inclusiones de tipo I, II, III y IV según la clasificación propuesta por Nash (1976).

Las inclusiones de tipo I o de baja salinidad son las más abundantes y consisten en dos fases fluidas, una líquida y una gaseosa, cuyo volumen determinado ópticamente, es inferior al 40 % del volumen de la cavidad. Los volúmenes más frecuentemente encontrados oscilan entre el 10 y el 20 % aunque fueron hallados también del 30 %. El tamaño de estas inclusiones oscila entre los 7 y los 40 mm. Usualmente representan más del 70 % de las inclusiones presentes en cada campo visual en todas las muestras estudiadas. En numerosos ejemplares se observó en las inclusiones fluidas un mineral hijo fibroso con arreglos en penacho de color verde y birrefringencia alta que ha sido atribuido tentativamente a dawsonita. La determinación de esta especie mineral se hizo a base de comparaciones de forma, color y birrefringencia con los datos informados por Nash (1972) y Coveney y Kelli (1971) entre otros y en forma similar a las determinaciones sobre bases morfológicas realizadas por Reynolds y Beane (1985).

Dentro de las inclusiones de tipo I se presentan dos variedades de acuerdo a la nitidez de observaciones de la burbuja gaseosa; unas tienen bordes tenues y otras bordes oscuros sin

que pudiera hallarse diferencias en su comportamiento tanto en calentamiento como en enfriamiento, homogeneizando todas a líquido con calentamiento (véase foto 3).

En el cuadro I se muestran la ubicación de las muestras estudiadas, el número de determinaciones de temperaturas de homogeneización, realizadas en calentamiento, su rango, su media y su desviación estándar; el número de determinaciones de temperaturas de fusión de hielo, su rango, media, desviación estándar y salinidades en por ciento en peso respecto a cloruro de sodio. En el cuadro se informa además de la presencia de minerales hijos, su tipo y evidencias de ebullición y/o CO<sub>2</sub> en las inclusiones de las muestras estudiadas.

Los cálculos de salinidad fueron realizados utilizando la fórmula Potter *et al.* (1978), donde la salinidad de una solución (Ws) es función de su punto de congelamiento ( $\theta$ ) según la siguiente fórmula. La salinidad se expresa en % en peso equivalente a ClNa.

$$W_s = 0,00 + 1,76958 \theta - 4,2384 \times 10^{-2} \theta^2 + 5,2778 \times 10^{-4} \theta^3 - 3 \pm 0,028$$

Las inclusiones secundarias se presentan alineadas a lo largo de fracturas paralelas, son pequeñas, de tamaños no superiores a los 6  $\mu$ , siendo el volumen de la fase gaseosa no superior al 3 % del volumen de la cavidad.

Las temperaturas de homogeneización en los tres niveles estudiados oscilan en el rango entre

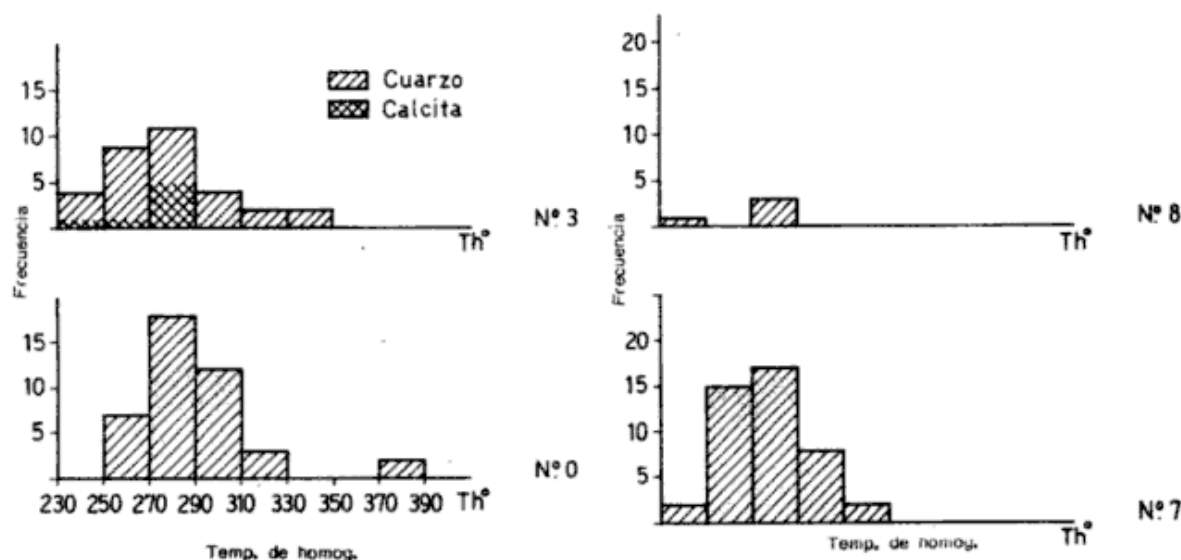


Figura 3: Temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas de tipo I en cuarzo y calcita, con muestras de los cuatro niveles estudiados.

250 y 370°C con una media en 279,86 y un desvío tipo de  $\pm 23,98$ . Es notable la estrecha relación que existe entre las temperaturas de homogenización halladas en cuarzo y calcita de dos muestras próximas en el nivel 3; mientras que la media hallada para cuarzo fue de 289,86°C para calcita fue de 278,7°C. La salinidad del fluido en las inclusiones de tipo I oscila entre 2,53 y 8,99 en peso equivalente a ClNa, indicando fluidos subsaturados aún a temperatura ambiente (véase cuadro I y figura 3).

Las inclusiones de tipo II o gaseosas, contienen dos fases fluidas, con la fase vapor superando el 60 % del volumen de la cavidad. Este tipo de inclusión es poco frecuente ya que cuando aparecen representan no más del 3 % del total de las inclusiones presentes. Estas inclusiones fueron observadas en todas las muestras del Nivel 0 y en una muestra del nivel 3. En la muestra 26 del nivel 0 es donde aparecen estas inclusiones mejor representadas y en un caso se las observó cercanas a una de tipo I con características ambas de inclusiones primarias. En esta muestra coexisten inclusiones de tipo I y II próximas a pequeños cristallitos de piritita y calcopiritita.

Las inclusiones de tipo III, o portadoras de cristales hijos de halita, son muy escasas y se caracterizan por la presencia de dos fases fluidas, una líquida y una gaseosa y la presencia de

un cristal cúbico, isotropo que ha sido atribuido a halita. El cristal de halita es generalmente pequeño y solo se hallaron estas inclusiones en las muestras del nivel 0, y en una del nivel 8. Suele hallarse también una fase prismática translúcida que podría ser atribuida tentativamente a anhidrita (foto 3).

Las inclusiones de tipo IV o ricas en CO<sub>2</sub>, son aquellas que presentan una fase vapor y dos fases líquidas a temperatura ambiente. Son las escasísimas inclusiones que tienen una burbuja doble (foto 3). La determinación precisa de la presencia de CO<sub>2</sub> no pudo ser confirmada ni por métodos de calentamiento ni por métodos de enfriamiento. En las corridas de enfriamiento no se notó ninguna modificación morfológica a los -56°C, por lo que la presencia de CO<sub>2</sub> es dudosa. Durante las corridas en calentamiento se observó que algunas inclusiones decrepitan por debajo de su T° de homogeneización. A pesar de la apariencia esencialmente acuosa de muchas inclusiones, estas podrían contener pequeñas cantidades de CO<sub>2</sub> que fueron ópticamente indetectables (Ho *et al.*, 1985). La presencia de dawsonita, certifica además, la existencia de una solución rica en CO<sub>2</sub> y Na (Coveney *et al.*, 1971). Solo se halló este tipo de inclusiones portadoras de CO<sub>2</sub> descriptas por Nash (1972), Coveney (1981) y Ho, Groves y Phillips (1985) entre otros.

Cuadro I: Determinaciones en inclusiones fluidas.

N° muestra	Cuarzo Nivel	Calentamiento			Enfriamiento			Concentración Molar ClNa equivalente X %	Rango ClNa%	Observaciones		
		N	Tn X	S	Rango	N	Tc X				S	Rango
82 43	8	4	276,5	18,92	249-289	-	-	-	-	-	Halita	
82 40	7	20	264,2	16,62	246-300	5	-2.14	0.51	-16/-28	3,62	2.71/ -4.75	
82.41	7	7	273,3	19,00	244-300	-	-	-	-	-	-	
82 39	7	18	284,2	17,58	254-318	-	-	-	-	-	Dawsonita	
82 31	3	7	300,71	33,8	250-335	-	-	-	-	-	Tipo II	
82 32	3	20	269,5	17,16	247-302	9	-2.70	0,91	-1,5/-4.0	4,26	-2.53/ -6.43	
82 23	0	25	278,68	17,00	245-324	3	-4.66	0.85	-3.7/-5.3	7.81	-5.96/ -8.99	Halita, tipo II
82 26	0	12	289,00	13.74	265-300	5	-2.26	0.41	-1.8/-2.8	3.82	-3.05/ -4.75	Halita-CO <sub>2</sub> tipo II
82 27	0	8	314,62	43.47	270-370						Halita-CO <sub>2</sub> tipo II	
82.30	0	4	275,0	12,35	260-287	7	-2.82	1.11	-1.5/-4.0	4.60	-2.53/ -6.43	Halita
CALCITA												
82 33	3	8	278,75	12.42	250/290							

N: Número de inclusiones fluidas.

### Características geoquímicas de la mineralización

La zonación vertical en vetas portadoras de plomo-zinc está bien documentada en la literatura geológica a partir de los trabajos de Lindgren (1937). El aumento de blenda respecto a galena con incremento de la profundidad fue propuesto por Smirnov (en Gurulev, 1963) como indicativa de la profundidad de formación de una veta a través de la relación (Pb/Zn). Según este autor los depósitos de galena-blenda-pirita y los de galena-pirita se formaron a profundidades medias a someras. En los depósitos más profundos la relación Pb/Zn es menor que 1 pero es mayor que 1 en los depósitos de menores profundidades. Para las mineralizaciones de Pan de Azúcar, Gonzalito y Los Manantiales se encontró que la relación Pb/Zn disminuye con la profundidad con una variación media del descenso en la relación de 0,13 cada 10 m con rango de variación entre 0,08 y 0,22. En yacimientos portadores de oro, la explotación se ha realizado hasta los valores más bajos de dicha relación, como son los valores de 0,41 para Pan de Azúcar y 0,30 para Los Manantiales (Domínguez y Garrido, 1982).

Por otra parte entre las características geoquímicas distintivas de los depósitos de tipo cobre diseminados se cuenta el hecho de que Cu, Mo, Au y Ag se asocian al epicentro de la mineralización en tanto que Mn, Zn, Pb y Ag se asocian a los bordes de la mineralización y a las

vetas periféricas (Jerome, 1966). En el distrito La Primavera-Andacollo, en el intrusivo del cerro Colo han sido descritas calcopirita y molibdenita (Domínguez *et al.*, 1982) mientras que en las vetas periféricas predominan la blenda y la galena junto a calcopirita, sin hallarse molibdenita ni otros minerales atribuibles a altas temperaturas.

La distribución zonada de elementos metálicos, es usada normalmente como una herramienta útil en la prospección de minerales y en este caso se propone como una evidencia en la posible persistencia en profundidad de la mineralización.

La presencia de cantidades pequeñas de blenda, galena y calcopirita en la mineralización de mina Erika y su distribución en el espacio, reflejadas en la presencia y relación de Cu, Pb, Zn, junto a Au y Ag, fueron analizadas con el propósito de estudiar la variación de la relación Pb/Zn con la profundidad.

Los resultados de los análisis químicos se dan en el cuadro II.

### DISCUSION

Algunas de las cuestiones cruciales relativas a la génesis de la veta "Erika" son la naturaleza del sistema hidrotermal con referencia a presión, temperatura y características químicas del fluido, los procesos de depositación y la relación de la mineralización con rocas félsicas intrusivas.

#### Naturaleza del sistema hidrotermal

La mineralización aurífera se formó a partir de la circulación de fluidos en una zona de falla generada por una deformación mecánica en el campo frágil. Las texturas de tipo "cinta" son debidas a las múltiples reaperturas del sistema, las que posibilitaron la generación de al menos dos secuencias mineralizantes con procesos simultáneos de relleno y reemplazo. Los pulsos mineralizantes se caracterizan por ser similares cualitativamente, con depositación de cuarzo, pirita, clorita, sulfuros y oro. Las etapas iniciales y finales se diferencian por la formación de sericita en la primera y de calcita en la última. Los resultados de los estudios en inclusiones fluidas permiten estimar las características de presión y temperatura que prevalecieron en el sistema hidrotermal durante la depositación de cuarzo y sulfuros.

Cuadro II: Mina "Erika". Análisis químicos mena

Nº de muestra	Nivel	Cu	Pb	Zn	Au	Ag	Pb/Zn
1	0	138	924	588	0	24	1,57
3	0	17	24	121	0	1	0,19
5	0	27	38	60	1	2	0,63
7	0	10	37	74	0	1	0,50
11	0	20	45	105	0	0	0,42
13	0	28	132	84	1	7	1,57
15	0	56	253	220	0	3	1,15
19	0	15	48	165	28	5	0,29
21	0	609	5082	1932	13	9	2,63
1	3	76	440	86	26	16	5,11
3	3	74	819	399	0	6	2,05
5	3	407	198	220	15	10	0,90
7	3	58	120	132	3	2	0,91
9	3	46	45	50	1	2	0,90
11	3	42	72	68	14	7	1,05
16	3	567	53	77	3	4	0,68
1	7	63	242	68	0	2	3,55
3	7	29	41	45	0	6	0,91
7	7	231	561	198	2	3	2,83
9	7	42	1176	5,88	0	5	2,00
11	7	6	28	38	0	11	0,73
1	8	60	462	242	10	6	1,90
3	8	132	1464	1554	1	6	1,26

La principal depositación de cuarzo se verificó a una temperatura entre los 250° y 370°C con una frecuencia mayor en el rango de 270-290°C para los cuatro niveles estudiados. Resulta sorprendente la verificación de que la calcita se depositó en el mismo rango de temperatura y que no existe variación detectable de temperatura de depositación del cuarzo en los cuatro niveles estudiados (véase figura 3), que cubren un rango vertical de 120 m. El fluido tuvo una salinidad que osciló entre 2,5 y 8,99 % en peso equivalente a ClNa durante la depositación de cuarzo con una media aproximada a 5 % en peso equivalente a ClNa, o sea un fluido de salinidad moderada. La aparición de pequeños cristales hijos cúbicos, asignados a halita, hallados en una muestra del Nivel 8 y en las cuatro estudiadas del nivel 0 es interpretada como debida a la presencia de un fluido de alta salinidad, cuya concentración a temperatura ambiente fue posiblemente superior a 26 % en peso equivalente a ClNa, o saturado a temperatura ambiente.

Por el tamaño pequeño de los cristales asumimos que el fluido era posiblemente subsaturado a la temperatura que prevalecía en las condiciones de entrapamiento:  $x 279,86 \pm 39^\circ\text{C}$ .

Las inclusiones fluidas halladas fueron entrapadas a partir de un fluido homogéneo, cuya presión de vapor fue inferior a la presión de cabeza hidrostática en el momento de la depositación, impidiendo la ebullición durante la mayor parte de la vida del sistema, ya que el 70 % de las inclusiones es de tipo I.

La existencia de un fluido heterogéneo se manifiesta esporádicamente en las muestras estudiadas, por el hallazgo de inclusiones ricas en gas y supuestamente en CO<sub>2</sub>, indicando fases transitorias de ebullición y/o efervescencia, de preferencia en el nivel más profundo de la mina (Nivel 0).

La presencia de estas fases temporarias de ebullición permite aproximar la presión existente en el sistema durante estos períodos.

Para un fluido a una temperatura entre 270 y 290°C y una salinidad del 5 % en peso (equivalente a ClNa) la cabeza hidrostática mínima es de 600 m, la máxima de 850 m con un promedio de 720 m y una densidad aproximada de 0,82 mg/cm<sup>3</sup>, según los datos de Haas (1971) y Fisher (1976). La condición de presión hidrostática en un sistema con una conexión esporádica con la superficie es avalada por el tipo de estructura de la zona de falla, ubicada en el campo de fracturas frágil y tensionales.

Las fases de ebullición temporarias pueden deberse a varios procesos actuando solos o combinados, tales como a un pulso térmico ligado a una fase de evolución magmática, a un cambio en la salinidad o a una variación en la presión del sistema.

Si bien existen evidencias de oscilaciones térmicas, como surge de los histogramas, y de sucesivas reaperturas tectónicas, que podrían explicar fases de ebullición temporaria a través de descensos bruscos de presión en el sistema esporádicamente cerrado (Phillips, 1972), la singular coexistencia de evidencias de ebullición con cambios de salinidad en un nivel de la mina permiten suponer que este efecto fue la causa principal de las ebulliciones.

A una presión y temperatura dada el aumento de salinidad en el fluido inhibe su ebullición y por el contrario, su dilución, la posibilita. Es posible que las fases temporarias de ebullición halladas en el Nivel 0 se deban a la interacción de procesos de salinización-dilución.

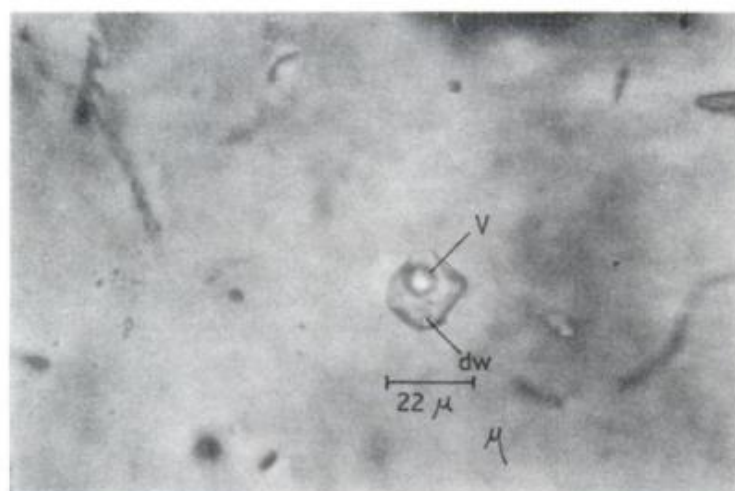
Durante los primeros estadios el fluido hidrotermal tuvo un carácter ácido produciendo una sericitización en los feldespatos de la roca de caja, proceso indicativo de una hidrólisis con consumición de hidrogeniones en el sentido de Hemley y Jones (1964) y en el resto de la vida del sistema prevalecen condiciones alcalinas, indicadas por la presencia de dawsonita como mineral hijo de las inclusiones fluidas, clorita en varias generaciones (Ellis, 1971) y la depositación de calcita en los últimos estadios.

La presencia de dawsonita (NaAlCO<sub>3</sub>(H<sub>2</sub>O)) es indicativa de que los fluidos fueron neutros o ligeramente alcalinos (Coveney, 1981). Además este autor halló a dawsonita siempre asociada a inclusiones con CO<sub>2</sub>. Respecto a las cloritas, su cristalización para temperatura ambiente en medio alcalino fue calculada teóricamente por Lin (1959), en cálculos que fueron confirmados por Helgeson (1964) y demostrados experimentalmente para el rango de temperatura entre 200 y 280°C por Gregori (1986). La solubilidad de la calcita aumenta con la acidez de la solución, en consecuencia su precipitación está asociada con fluidos alcalinos que depositaron simultáneamente clorita.

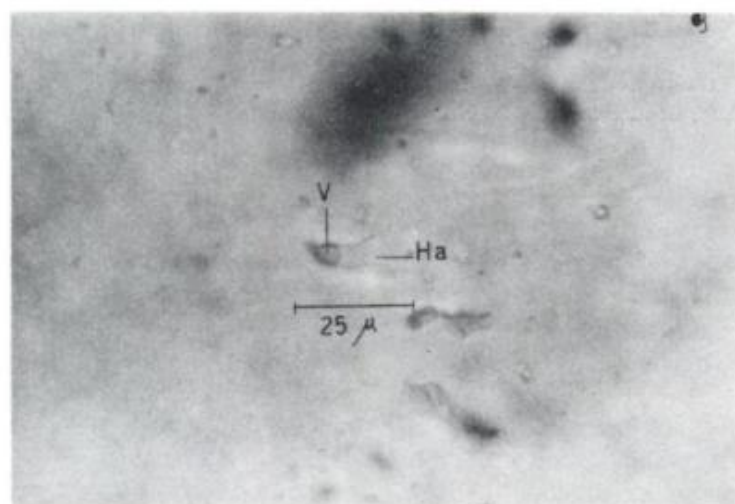
#### Procesos de depositación

Es difícil precisar las causas que produjeron la depositación de los distintos minerales, que están íntimamente vinculados a los mecanismos de su transporte.

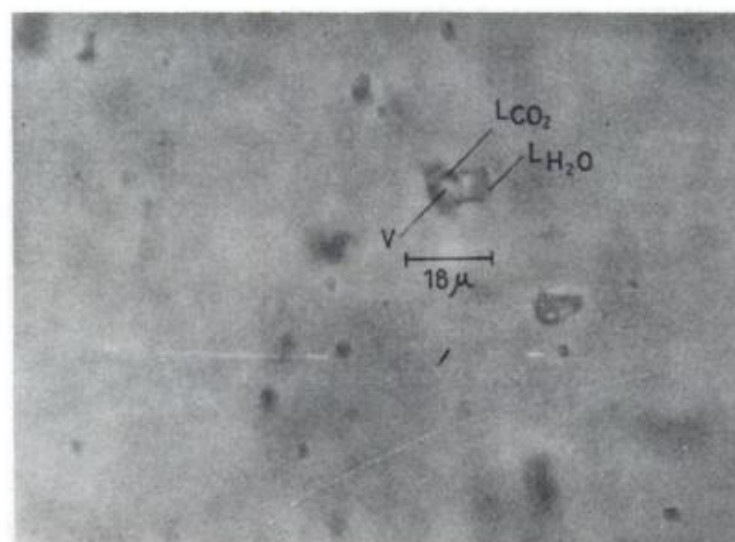
Para sílice, su depositación se debe a un descenso de temperatura, ya que su solubilidad es



A.



B.



C.

Foto 3: Inclusiones fluidas de cuarzo. A) Inclusión de tipo I o de baja salinidad. Típico cristal hijo de dawsonita. B) Inclusión de tipo III o portadoras de halita. C) Inclusiones de tipo IV, o ricas en CO<sub>2</sub>. Se nota con nitidez la burbuja doble debido a la presencia de CO<sub>2</sub> líquido.

independiente de la concentración de sales disueltas y el pH de la solución (Alexander *et al.*, 1954) y solo dependiente de la temperatura o cambios de presión.

Para la calcita el cuadro es mas complejo ya que su precipitación es favorecida por el aumento de alcalinidad, la disminución de CO<sub>2</sub> o el aumento de temperatura de las soluciones. La presencia de calcita y dawsonita es interpretada por numerosos autores como una evidencia de fluidos bicarbonatados (Smith *et al.*, 1984). Una posible causa de la fuerte carbonatación en los últimos estadios del sistema es debida al ingreso de aguas bicarbonatadas que en períodos de pérdida de CO<sub>2</sub>, produciría la precipitación de calcita en un medio alcalino.

Para los metales y en particular para oro, es probable, con las evidencias disponibles, que su transporte, al menos en una cierta cantidad, se efectuara vía complejos clorurados (Helgeson, 1964). Esto se basa en el hecho de que los fluidos presentan salinidades entre moderadas e hipersalinas. Para este tipo de transporte y específicamente para el oro, los siguientes procesos producirían su depositación: disminución de la presión, descenso de la temperatura, ascenso de pH, ebullición, reducción por material carbonoso y reacción con piritita (Lewis, 1982).

Por su posición paragenética la precipitación de oro está relacionada a la presencia de piritita y/u otros sulfuros y si bien existe oro libre, su proporción es escasa. Esta evidencia de laboratorio está corroborada en la práctica por la interrupción de la explotación por medios artesanales en las vetas del área al alcanzarse la zona de mineralización primaria (Gutierrez, 1984) res-

tringiéndose a la zona de oxidación. Los procesos de descensos de la temperatura, cambios en el pH, y cambios en la presión del sistema parecen poco significativos con las evidencias disponibles. Tampoco fue hallada ninguna relación determinativa entre oro y materia orgánica (Casé *et al.*, 1975). De lo expuesto se concluye que la precipitación de oro está posiblemente relacionada con la reducción de un complejo clorurado de oro por parte de un metal. Los complejos sulfurados no producen precipitación de oro por reacción con piritita ni con arsenopiritita (Lewis, 1982).

### Relación de la mineralización con rocas intrusivas félsicas

Los datos de inclusiones fluidas limitan las distintas posibilidades de derivación de los fluidos hidrotermales. Cualquier teoría sobre su génesis debe explicar las siguientes observaciones:

a) El fluido formador de la mineralización fue levemente ácido al principio y alcalino el resto de la vida del sistema hidrotermal. Su temperatura osciló entre los 250 y 370°C con una marcada frecuencia entre los 270 y 290°C y las presiones estimadas en 760 bares con un régimen básicamente hidrostático. Fases de ebullición y/o efervescencia con presencia aleatoria de CO<sub>2</sub> existieron temporariamente.

b) La salinidad del fluido fue variable entre moderada y alta. La coexistencia de ambos fluidos en una misma muestra se interpreta como debida a un régimen de salinidad cambiante. La relación entre cuarzo, calcita, sulfuros y oro, y en consecuencia la validez de los resultados del estudio de inclusiones fluidas en cuarzo y calcita respecto al fluido que transportó y depositó oro es sostenida por evidencias paragenéticas.

La posibilidad de un origen metamórfico de los fluidos, cuya acción ha generado numerosos yacimientos auríferos en el mundo con texturas y alteraciones similares a las descriptas para Erika debería ser descartada por la presencia de fluidos hipersalinos y las bajas presiones de formación. En los yacimientos metamórficos los fluidos que los generaron fueron de baja salinidad generalmente menor que el 5 % en peso, con presencia permanente de CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> y presiones de formación estimadas entre 670 y 2500 bares (Coveney, 1981; Smith *et al.*, 1984).

Los datos hallados indican un gradiente hidrotermal casi isothermal en el rango vertical de 150 m estudiado. Este comportamiento se acerca a lo esperable con una disipación térmica lenta, en las partes superficiales de un cuerpo

**Cuadro III: Análisis estadístico. Relación Pb/Zn Profundidad.**

Nivel	Media Relación Pb/Zn	Cota galería m. s. n. m.
8	1.58	1.376
7	1.88	1.336
3	1.52	1.300
0	0.99	1.260

Para los valores dados en el cuadro III el coeficiente de correlación lineal es de -0,04 y la variación de la relación Pb/Zn que se obtiene a través de la recta  $Y = -0,09 \times 398$  es de 0,10 cada 10 m. Si se supone que la veta puede explotarse hasta valores cercanos a 0,30 de la relación, quedarían aún unos 50 m más a partir del nivel 0 con expectativas de mineralización.

intrusivo. Para estos casos se estiman gradientes de 30°C/km (Norton, 1982; Bodnar y Beane, 1980). Estos gradientes son diferentes a los hallados en regímenes hidrotermales subvolcánicos que presentan variaciones pronunciadas en el orden de 1,5 a 7°C cada 10 m (Miyazawa, 1970; Jankovic, 1968). La aparición de cristales hijos de halita en las inclusiones vincula al sistema encontrado en este trabajo con los hallados en los cobres porfíricos o vetas de plomo y zinc vinculadas a cuerpos intrusivos terciarios (Rye Sawkins, 1974). Las mineralizaciones epitermales clásicas se formaron a partir de fluidos que presentan temperaturas entre 150 y 300°C, salinidades en el orden del 5 % en peso, presencia ubícuca de CO<sub>2</sub>, evidencias de ebullición y ocurrencia de dawsonita (Lewis, 1982). Los cristales de halita encontrados en las inclusiones fluidas descartan la posibilidad de que la veta se haya formado a partir de un fluido epitermal típico.

Los resultados obtenidos son indicativos de que en los procesos de mineralización intervinieron dos fluidos. Uno de salinidades moderadas entre 5-8 % en peso, que fue el de mayor volumen e importancia en los niveles superficiales y últimos estadios de la vida del sistema hidrotermal y uno hipersalino, con salinidades superiores al 26 % en peso de escaso volumen y de importancia creciente en profundidad. La presencia coetánea de ambos en una misma muestra indicaría un proceso de mezcla abrupta más bien que una dilución gradual. La existencia de ambos fluidos con las características descritas han sido hallados en la mayor parte de los sistemas generadores de los cobres porfíricos. Los fluidos salinos tienen un origen magmático, mientras que los de salinidad moderada, meteórico (Bodnar y Beane, 1980), en estos casos.

Una evidencia indirecta del posible transporte del oro por complejos clorurados es la que se concluye de analizar el sistema hidrotermal en el área Los Maitenes-El Salvaje. En este sector, en las venillas de cuarzo dentro del cuerpo intrusivo no se registran tenores importantes de Au, siendo los fluidos hipersalinos, densos y en ebullición con temperaturas del orden de los 400°C (Domínguez *et al.*, 1984). Si se acepta una relación genética puede pensarse en la prolongación de la mineralización de "Erika" en profundidad hasta alcanzar condiciones similares a Los Maitenes. Esta conclusión es semejante respecto a la prolongación de la mineraliza-

ción en profundidad, a la hallada estudiando la distribución de la relación Pb/Zn.

La mina Erika por sus tenores de oro entre 4 y 13 g/Tn con pirita y trazas de blenda, calcopirita y galena, con ganga de cuarzo y calcita, corresponde a yacimientos de profundidades de formación estimadas entre 400 y 600 m, según Camus y Duhalde (1982). Los resultados presentados en este trabajo indican que para este sistema las profundidades de formación son algo mayores a las indicadas por estos autores.

La mineralización tiene posibilidades de prolongarse por unos 50 a 100 m más en profundidad, dependiendo de la morfología del contacto entre el cuerpo intrusivo y la roca de caja. Sobre bases genéticas es de importancia para la exploración determinar mediante métodos geofísicos la relación intrusivo-roca de caja en las raíces de la veta; además la exploración futura del sector debe orientarse a zonas donde existan evidencias de cuerpos intrusivos, fracturas y un sistema hidrotermal de características similares a las halladas en mina "Erika".

## CONCLUSIONES

- La veta Erika es un depósito de cuarzo aurífero caracterizado por una estructura en "cinta" con una alteración de tipo cuarzo-clorita-calcita con fases sericiticas iniciales.
- La mineralización se depositó a partir de soluciones alcalinas cuya temperatura predominante fue entre 270 y 290°C durante casi toda la vida del sistema hidrotermal. La veta se emplaza en profundidades someras en el orden de 800 m. Los fluidos fueron de salinidades moderadas con fases hipersalinas esporádicas asociadas a los niveles profundos de la veta.
- La depositación de oro está relacionada directamente a procesos químicos y posiblemente a variaciones de salinidad en el fluido.
- Las soluciones tuvieron un origen inicial relacionado con eventos magmáticos póstumos, con un avance de la influencia de aguas meteóricas de circulación profunda en los últimos estadios. La veta constituye así una de las estructuras mineralizadas de alta ley ubicadas en las partes periféricas de un sistema de tipo cobres diseminados.



La mineralización ofrece posibilidades de prolongarse por unos 50 a 100 m mas en profundidad dependiendo de la morfología del contacto entre el cuerpo intrusivo y la roca de caja.

### AGRADECIMIENTOS

Debemos nuestro agradecimiento a numerosas personas e instituciones. A los licenciados J. C. Danieli, A. M. Casé, de la Dirección de Minería de Zapala, el habernos facilitado información y muestras para revisión y estudio. A la Dirección de Minería de Río Negro de habernos realizado los análisis químicos por gestión del ingeniero Oliva y el licenciado R. Bonuccelli. La licenciada M. Garrido realizó algunas determinaciones en inclusiones fluidas y finalmente a la doctora Guida Aliotta quien realizó sucesivas críticas al manuscrito que enriquecieron el trabajo.

El trabajo fue posible de realizarse gracias a los sucesivos subsidios otorgados por CONICET para este proyecto.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALEXANDER, G. B., W. M. HESTON Y R. K. ILLER, 1954. *The solubility of amorphous silica in water*. J. Phys. Chem. 58, 453-455.
- BAYLEY, S. W., 1972. *Determination of chlorites composition by X ray spacings and intensities*. Clay and Clays Minerals 20: 381-388.
- BODNAR, R. J. y R. E. BEANE, 1980. *Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in pre-ore cover overlying deeply-buried porphyry-cooper type mineralization at Red Mountain-Arizona*. Econ. Geol., 75: 876-893.
- BOYLE, R., 1979. *The Geochemistry of gold and its deposits*. Canadian. Geol. Survey Bull, 280.
- CAMUS, F., M. A. DUHALDE, 1982. *Geología de los yacimientos hidrotermales de oro de Chile*. Rev. Geol. Chile, 17: 47-70.
- CASE, A. M., J. C. DANIELI, 1975. *Importancia económica de los recursos auríferos del Distrito de Andacollo, departamento Minas, provincia de Neuquén*. IIº Congr. Iberoamer. Geol. Econ., II: 169-182.
- COVENEY, R. M., W. C. KELLY, 1971. *Dawsonite as a daughter minerals in hydrothermal fluid inclusions*. Cont. Mineralogy and Petrology, 32: 334-342.
- COVENEY, R., 1981. *Gold-quartz veins and auriferous granite at the Oriental Mine, Alleghany district, California*. Econ. Geol., 76: 2176-2199.
- DANIELI, J. C., N. RONCONI, A. M. CASE, 1979. *Estudio comparativo de los distritos mineros "Andacollo" y "Cerro Atravesada", provincia de Neuquén*. IIº Congr. Geol. Chileno.
- DOMINGUEZ, E. A., M. GARRIDO, 1982. *La variación vertical de la mineralización plumbo-zincífera sub-volcánica en La Primavera, Andacollo, provincia de Neuquén*. Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas, II: 679-697.
- , G. ALIOTTA, M. GARRIDO, 1984. *"Los Maitenes-El Salvaje", un sistema hidrotermal de tipo porfirico*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, VII: 443-458.
- ELLIS, A. J., 1971. *Magnesium ion concentrations in the presence of magnesium chlorite, calcite, carbon dioxide, quartz*. Am. J. Scie, 271: 481-489.
- FISHER, J. R., 1976. *The volumetric properties of H<sub>2</sub>O. A graphical portrayal*. J. Res. Us. Geol. Surv., 4: 189-193.
- GREGORI, D., 1986. *Evaluación de las condiciones genéticas de los yacimientos de origen hidrotermal a través del estudio químico, mineralógico y estructural de las cloritas*. Univ. Nac. Sur., Tesis Doct.
- GROEBER, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70*. Asoc. Geol. Arg., Serie C., Reimpres., 1: 5-37, 1980, Buenos Aires.
- GURULEV, S. A., 1963. *Causes of the origin of zoning in ore deposits (on the example of lead-zinc deposits)*. Symp. on Prob. of Post. Mag. Ore Deposition. Appendix to Vol. I: 54, Praga.
- GUTIERREZ, R., 1984. *Los yacimientos del Distrito aurífero de Andacollo, provincia del Neuquén*. Banco Nac. de Desarr.
- HASS, J. L., 1971. *The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure*. Econ. Geol., 66: 940-946.
- HANCOCK, P. L., 1985. *Brittle microtectonics: principles and practice*. Jour. Struct. Geol., 7 (3-4): 437-457.
- HELGESON, H. C., 1964. *Complexing an hydrothermal ore deposition*. Pergamon Press, 108, New York.
- HEMLEY, J. J. y W. R. JONES, 1964. *Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism*. Econ. Geol., 59: 538-569.
- HO, S., D. GROVES Y C. N. PHILLIPS, 1985. *Fluid inclusions as indicator of the nature and source of ore fluids and ore depositional conditions for archean gold deposits of the vilgarn block, Wester Australia*. Trans. Geol. Soc. S. Afr., 88: 145-158.
- HOBBS, B. E., W. D. MEANS y P. F. WILLIAMS, 1981. *Geología Estructural*. Ed. Omega, Barcelona.
- HULLIN, C. D., 1929. *Structural control of ore deposition*. Econ. Geol., 24: 30.
- IRIGOYEN, M., 1970. *Cordillera principal*. Geol. Reg. Arg., IPº Simp., I: 651-694.
- JANCOVIC, S., 1968. *On the temperature gradient in the ore deposits formed in subvolcanic levels*. XXIIIº Int. Geol. Congr., Checoslovaquia, 403-411, Praga.
- JEROME, S. E., 1966. *Some fractures pertinent in exploration on porphyry-cooper deposits. Geology of the porphyry cooper deposits south western North America*. 75-84, ARIZONA.
- LEWIS, A., 1982. *New ideas about the paragenesis of hydrothermal deposits have implications for finding undiscovered gold ore*. Gold Geochemistry, 56-60.
- LOWELL, J. D., J. M. GUILBERT, 1970. *Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits*. Econ. Geol., 65: 373-408.
- LLAMBIAS, J. E. y L. MALVICINI, 1978. *Geología, Petrología y Metalogénesis del área de Coli Pilli, provincia de Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (4): 257-277.
- MEYER, C. y J. J. HEMLEY, 1967. *Wall rock alteration in Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Hold, Rinehart and Winston, 166-232, New York.
- MC KINSTRY, H. E. y E. L. DHLE, 1949. *Ribbon structure in gold-quartz veins*. Econ. Geol., XLIV (2): 87-109.

- MIYAZAWA, T., 1970. *Lowest limit and depth of formation of hydrothermal veins. Prob. of hydrothermal ore deposits*. Ed. by Poud and Stemprok J. U. G. S. Series A, 2: 204-208.
- NASH, J. T., 1972. *Fluid inclusions studies of some gold deposits in Nevada*. U. S. Geol. Survey: 15-19.
- , 1976. *Fluid inclusions petrology data from porphyry copper deposits and applications to explorations*. U. S. Geol. Survey Prof. paper, 907 D, 16.
- NORTON, D. L., 1982. *Fluid and heat transport phenomena typical of copper bearing pluton environments in Advances in Geology of the porphyry Copper deposits*. The Univ. of Ariz, 59-72.
- PHILLIPS, J. W., 1972. *Hydraulic fracturing and mineralization*. Jour. Geol. Soc. London, 128: 337-359.
- REYNOLDS, T. S. y R. E. BEANE, 1985. *Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, Porphyry copper deposits*. Econ. Geol., 80: 1328-1347.
- ROEDDER, E., 1983. *Fluid Inclusions*, Min. Soc. America, 12, Virginia.
- ROSE, A. W. y D. M. BURT, 1979. *Hydrothermal alteration in Geochemistry of Hydrothermal ore deposition*. John Wiley, 2ª ed., 173-227, New York.
- RYE, R. y SAWKINS, 1981. *Fluid inclusions and isotope studies on the casapalca Ag-Pb-Zn-Cu Deposit Central Andes, Perú*. 181-206.
- SOTO, A., R. VELO y J. C. ZANETTINI, 1969. *Informe final zona "Los Maitenes-El Salvaje", provincia de Neuquén*. Plan Cordillerano Centro, (inéd.).
- SMITH, T., P. CLOKE y S. KESLER, 1984. *Geochemistry of fluid inclusion from the Mc Intyre-Hollinger gold deposits, Timmins, Ontario, Canada*. Econ. Geol., 79: 1265-1285.
- STIPANICIC, P. N., 1965. *El Jurásico en Vega de la Veranada, Neuquén. El Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (4): 403-478, Buenos Aires.
- STOLL, W. C., 1975. *Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia de Neuquén*. Dir. Nac. Min., An., VI, Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965. *Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia del Neuquén*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (2): 153-184, Buenos Aires.
- WINSLOW, M. A., 1983. *Clastic Dike Swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrustbelt of the Southern Andes*. Bull. Geol. Soc. Am., 94: 1073-1080.
- ZOLLNER, N. y A. AMOS, 1973. *Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén*. Serv. Nac. Min. y Geol., Bol., 143, Buenos Aires.

Recibido: 17 de setiembre, 1986

Aceptado: 25 de abril, 1988

**E. DOMINGUEZ**  
Universidad Nacional del Sur  
CONICET

**M. C. GOMEZ**  
Universidad Nacional del Sur

# TERRAZAS MARINAS ENTRE PUERTO DESEADO Y BAHIA BUSTAMANTE, SANTA CRUZ, CHUBUT

Jorge O. Codignotto, Silvia C. Marcomini y Sergio N. Santillana

## RESUMEN

Se realizó una reconstrucción evolutiva de la línea de costa entre Puerto Deseado y el Cabo Blanco, Santa Cruz.

Se reconocieron las terrazas marinas tratadas por otros autores, estudiándose las dentro y fuera de las zonas tipo a lo largo del Golfo San Jorge.

Se determinaron edades correspondientes al Pleistoceno alto en la terraza marina de 25 m a 60 m sobre el nivel del mar. Asimismo la terraza marina de 10 m a 15 m s.n.m. presenta una edad máxima aproximada de 6000 años. Correlacionáronse los distintos niveles de terrazas marinas correspondientes a la zona del Golfo de San Jorge y al sector Puerto Deseado-Cabo Blanco. Finalmente se determinó el desplazamiento de la línea de costa entre Cabo Blanco y Puerto Deseado.

## ABSTRACT

An evolutive reconstruction was made of the coastline between Puerto Deseado and Cabo Blanco, Santa Cruz.

The marine terraces, dealt with by other authors were examined and studied, within and outside the typical zones along the gulf of San Jorge.

Ages corresponding to the high Pleistocene were determined on the marine terraces from 25 to 60 m above sea level. Likewise the marine terraces of 10 to 15 m above sea level suggest a maximum age close to 6000 years.

A correlation was drawn of the different levels of marine terraces belonging to the Gulf of San Jorge and the stretch of Puerto Deseado-Cabo Blanco.

Finally, a map was drawn, showing the variation of the coastline during the high Quaternary.

## INTRODUCCION

El estudio sistemático de los niveles de terrazas marinas situadas en la zona del Golfo de San Jorge permite, por la densidad de datos, realizar una correlación altimétrica y temporal. Asimismo en la zona situada al sur del golfo, se obtuvieron numerosos perfiles que permitieron realizar un esquema evolutivo según Marcomini (1986) y Santillana (1986) para las distintas líneas de costa, ubicadas entre Cabo Blanco y Puerto Deseado (figuras 1, 2 y 3).

## EDADES

Se han tenido en cuenta treinta y siete edades de Carbono 14 publicadas para la zona por Codignotto (1983, 1984). Asimismo se agregan nueve edades que a continuación se transcriben, es decir un total de cuarenta y seis.

## CORRELACION

En la zona se han realizado veintidos perfiles (figuras 4 y 5). Del análisis de ellas se comprueba la existencia de siete niveles de te-

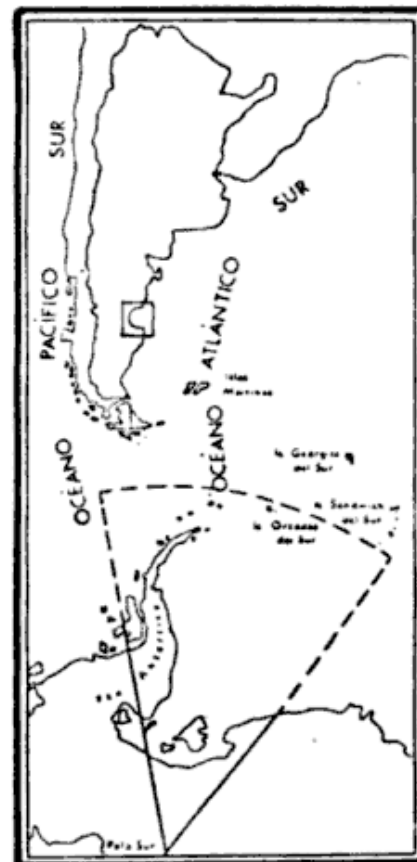


Figura 1: Mapa de ubicación relativa.

Lista de edades C-14

Muestra	Nº INGEIS	Informe	Nº Edad	Ubicación
Colt-27	0779	2870	30200±1300	46°09' 67°37'30"
Colt-26	0778	2867	+ de 43000	46°21' 67°33'
Colt-24	0776	2791	+ de 43000	46°21' 67°33'
XXVIB	0459	2398	5850±100	47°02' 66°40'
27	0757	2789	5160±70	47°03' 66°38'40"
25	0755	2787	2100±60	47°02'40" 66°38'40"
24	0754	2860	4070±130	47°02'40" 66°08'40"
26	0756	2788	37000±1800	47°02'40" 66°38'40"
28	0758	2861	+ de 43000	47°38' 66°38'40'

rrazas. Asimismo se ha podido realizar la reconstrucción evolutiva de la línea de costa durante el Cuaternario alto (véase figura 6). Se determinaron las siguientes terrazas:

Niveles de Terrazas	Altura (m s.n.m.)
Nivel III o Terraza de acumulación marina III	10-15
Nivel II o Terraza de acumulación marina II	25-60
Nivel I o Terraza de erosión marina I	105-135

Beros y Césari (1986), realizaron un estudio sobre terrazas, fundamentalmente fluviales en el área considerada en este trabajo. Palma (1988), señala los depósitos Pleistocenos y Holocenos mínimos.

Asimismo, y a los fines comparativos, a continuación se transcriben los datos de las terrazas estudiadas por Feruglio (1950).

*Puerto Deseado*: en esta localidad dicho autor describe siete niveles de terrazas que denomina:

Niveles de Terrazas	Altura(m s.n.m.)
Terraza inferior de Puerto Deseado	8-10
Terraza superior de Puerto Deseado	15-18
Terraza Escarpado Norte	35-40
Terraza del Cerro Alonso	70-80
Terraza alta al sureste de la estación Tellier	85-105
Terraza Cabo Tres Puntas	115-135
Terraza del Cerro Laciari	170-180

*Bahía Sanguineto*: localidad ubicada en el borde sur del Golfo de San Jorge a 17 km al oeste de Cabo Tres Puntas, la que presenta según dicho autor tres niveles de terrazas marinas, ellas son:

Niveles de Terrazas	Altura (m s.n.m.)
Nivel inferior	20-30
Nivel intermedio	50-60
Nivel superior	135-140

*Puerto Mazarredo*: localidad ubicada a 45 km al norte del sector anterior. En ella Feruglio

(*op. cit.*), describe cuatro escalones de terrazas marinas; ellas son:

Niveles de Terrazas	Altura (m s.n.m.)
Nivel 4	5-11
Nivel 3	18-25
Nivel 2	60-70
Nivel 1	160-210

*Caleta Olivia*: localidad ubicada a 100 km al norte de la anterior. El autor antes mencionado describe dos niveles de terrazas marinas.

Niveles de Terrazas	Altura (m.s.n.m.)
Nivel	99-11
Nivel 1: al sur de dicha ciudad	25-30
al norte de dicha ciudad	25-45

*Comodoro Rivadavia*: en esta localidad, Feruglio (*op. cit.*), describe varios cordones pertenecientes a un mismo nivel de terraza marina, no haciendo mención de otros niveles superiores a estos.

Niveles de Terraza	Altura (m s.n.m.)
Nivel 1	8-15

*Bahía Solano*: en esta localidad el patrón geomorfológico es similar al área recientemente mencionada, exhibiendo un nivel de terraza marina.

Nivel de Terraza	Altura (m s.n.m.)
Nivel 1	8-12

*Península Aristizabal*: en esta localidad, ubicada en el borde noreste del Golfo San Jorge, el autor antes nombrado describe un nivel de terraza marina.

Nivel de Terraza	Altura (m s.n.m.)
Nivel	20-40

*Bahía Bustamante*: por último, en esta localidad cercana a la anterior, Feruglio (*op. cit.*), determinó tres niveles de terrazas marinas.

Niveles de Terrazas	Altura (m s.n.m.)
Nivel externo	10-12
Nivel intermedio	20-26
Nivel interno o depósito con <i>Maetra isabelleana</i>	28-32

### CORRELACIONES REALIZADAS POR FERUGLIO

Feruglio (*op. cit.*), correlaciona las terrazas del Escarpado Norte (Puerto Deseado), Bahía Sanguineto y los depósitos con *Maetra isabelleana* de Bahía Bustamante, sobre la base del contenido fosilífero, asignándolas a su nivel de terraza marina número IV.

Respecto a los niveles de terrazas marinas inferiores de las localidades antes citadas, dicho autor los reúne bajo el nombre de Terraza Comodoro Rivadavia o Nivel VI e incluye a todos los cordones entre 5 y 19 m sobre el nivel del mar.

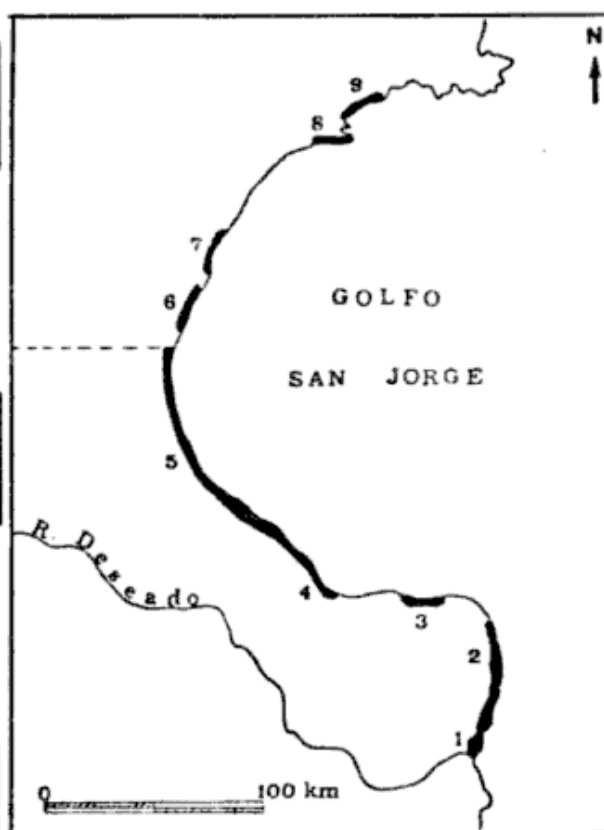


Figura 2: Mapa del área del Golfo de San Jorge señalando los sectores de trabajo.

**CORRELACIONES DEL PRESENTE TRABAJO**

Punta Guzmán (Nivel II) - Puerto Deseado, Bahía Sanguineto, Puerto Mazarredo, Caleta Olivia, Península Aristizábal y Bahía Bustamante (figuras 2 y 3)

El nivel II de terrazas marinas del presente trabajo es correlacionable altiméricamente con:

a) La terraza del Escarpado Norte en Puerto Deseado (35-40 m s.n.m.), (sector 1 de las figuras 2 y 3).

b) Los dos niveles bajos de terrazas marinas del área de Bahía Sanguineto (Sector 3 de la figura 3). El primero de ellos (60-70 m s.n.m.), representa la parte superior del Nivel II de terraza del presente trabajo, mientras que el segundo (20-30 m s.n.m.), corresponde parcialmente, a la parte inferior del nivel antes nombrado.

c) Los dos niveles de terrazas marinas intermedios del área de Puerto Mazarredo (sector 4 de las figuras 2 y 3).

El primero de ellos (60-70 m s.n.m.), se encuentra inmediatamente por encima de dicho nivel de terraza marina, mientras que el segundo (18-25 m s.n.m.), lo hace inmediatamente por debajo.

d) Los niveles altos de terrazas marinas de Caleta Olivia (Sector 5 de las figuras 2 y 3), (25-30 y 25-45 m s.n.m.), se hallan comprendidos parcialmente dentro del nivel II.

e) Los depósitos de Península Aristizábal (Sector 8 de las figuras 2 y 3), (20-40 m s.n.m.),

que se hallan parcialmente comprendidos dentro del nivel de terraza antes nombrado.

f) El nivel de terraza marina interno o depósito con *Maetra isabelleana* de Feruglio (*op. cit.*), de Bahía Bustamante (Sector 9 de las figuras 2 y 3), (28-32 m s.n.m.), que se halla comprendido parcialmente dentro del rango altimétrico del nivel II de terraza marina del presente trabajo. Es decir que es correlacionable con el nivel IV de terraza descrita por Feruglio (*op. cit.*).

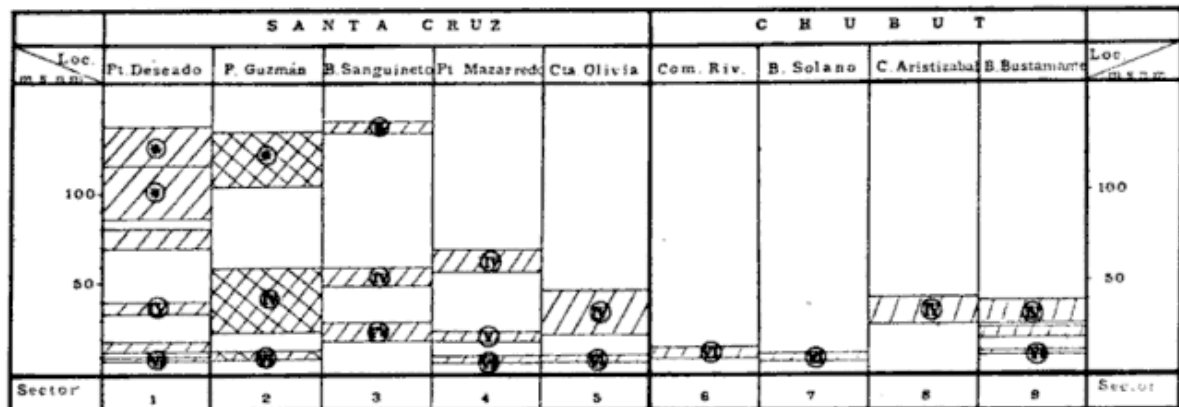
Punta Guzmán (Nivel III) - Puerto Deseado, Puerto Mazarredo, Caleta Olivia, Comodoro Rivadavia, Bahía Solano y Bahía Bustamante (figuras 2 y 3)

El nivel III de terraza marina es correlacionable con los niveles de terrazas inferiores de las localidades antes nombradas, los cuales no presentan grandes variaciones altimétricas, encontrándose estos entre los 8 y 15 m s.n.m., correspondiendo por lo tanto al Nivel IV de terraza según Feruglio (*op. cit.*).

**EDAD**

Sobre la base de su contenido fosilífero, Feruglio (*op. cit.*), determina una edad correspondiente al Pleistoceno alto para su Nivel IV de terraza marina y una edad correspondiente al Holoceno para su Nivel VI de terraza marina.

Codignotto (1983, 1985), obtuvo edades absolutas sobre la base de datos de Carbono 14 de



**REFERENCIAS**

- ▨ Terrazas del Presente Trabajo
- ▨ Terrazas Estudiadas por Feruglio (1950)
- 4, 5, 9 Sectores Estud. por Codignotto (1983-1986)
- ⊙ Niveles no correlacionados en el presente trabajo
- 1, 2 Sect. estud. por Konzewitsch (1957)
- V1 T. Comodoro Rivadavia
- V T. Pt. Mazarredo
- ⊙ T. Escarpado Norte
- II T. Cabo Tres Puntas

Figura 3: Cuadro comparativo de terrazas marinas de los sectores estudiados.

material biogénico de algunos sectores costaneros del Golfo de San Jorge.

Estos sectores estudiados por Codignotto (*op. cit.*), corresponden a las mismas localidades estudiadas por Feruglio (*op. cit.*), con excepción de las localidades de Bahía Sanguineto y Comodoro Rivadavia. Como contrapartida, Codignotto (*op. cit.*), estudió las localidades de Bahía Lángara y sur de Punta Cazamayor, no estudiadas por Feruglio (*op. cit.*).

La zona de trabajo abarca unos 300 km de costa, los cuales equivalen aproximadamente a un 70 % del Sector comprendido entre Bahía Bustamante y Puerto Deseado (figura 2).

— *Puerto Mazarredo*: en esta localidad se dispone de cuatro dataciones. De estas una pertenece al nivel de terraza marina superior, con una edad absoluta de 34.000 años AP, asignándola al Pleistoceno alto, mientras que las tres restantes corresponden al nivel de terraza marina inferior, la que es asignada al Holoceno con una edad menor a los 5.800 años antes del presente.

— *Puerto Pajarito*: en el presente trabajo se incluyen para este sector cinco dataciones (cuadro de edades C-14; muestras 24, 25, 26, 27 y 28), correspondiendo dos al nivel de terraza marina superior; Pleistoceno alto, y tres al nivel de terraza marina inferior; Holoceno.

— *Caleta Olivia*: En esta zona se dispone de veinticuatro dataciones, trece pertenecen al nivel de terraza marina superior, y once al nivel de terraza marina inferior.

Para el nivel superior Codignotto (1983), obtiene un rango temporal entre los 39.000 y 25.000 años AP, agregándose en el presente trabajo las edades correspondientes a las muestras Colt-27, Colt-26 y Colt-24, de la lista de edades C-14, asignando dicha terraza marina al Pleistoceno alto; mientras que para el nivel inferior los datos que se obtuvieron determinaron una edad que oscila entre los 6.630 y 1.550 años AP según Codignotto (1983).

— *Bahía Lángara*: En esta localidad se dispone de siete datos C-14, según Codignotto (1983), de los cuales dos corresponden al nivel de terraza marina superior, con una edad absoluta de 32.100 a 32.000 años AP, asignándola al Pleistoceno; y cinco corresponden al nivel de terraza marina inferior, con una edad no mayor de 3.600 años AP.

— *Bahía Solano*: en esta localidad se dispone de seis datos C-14, correspondientes a un nivel de terraza marina que no supera los 15 m de altura. Estas tienen una edad absoluta que oscila entre 6.300 y 2000 años AP.

— *Península Aristizabal*: en este sector se dispone de cuatro dataciones Carbono 14, las que corresponden a un mismo nivel de terraza marina. Uno de ellos con una edad absoluta de 40.000 años AP y los restantes más de 43.000 años AP.

— *Bahía Bustamante*: Codignotto (1983), brinda siete edades radiocarbónicas, correspondientes a los sectores estudiados por Feruglio (*op. cit.*):

36.000 a 37.300 años AP para el nivel interior (2 valores)

31.800 y 30.000 años AP para el nivel intermedio (2 valores)

2.880 y 2030 años AP para el nivel exterior (2 valores).

Además, hay un cuarto nivel situado a mayor altura, cuya edad supera los 43.000 años AP (1 valor).

Recientemente Cionchi (1987), en un detallado estudio de la zona en consideración, en referencia a las edades, sostiene una edad "Sangamon" de aproximadamente 120.000 años AP. Esto sobre la base de comparaciones y discusiones de edades obtenidas por Fasano *et al.* (1983), para la zona de Caleta Valdés.

Todo este apoyo a esta posición está realizado sobre datos del hemisferio norte y no sobre análisis geoquímicos para determinar la presencia de contaminantes y con ello confirmar o desechar dichas edades absolutas.

## EVOLUCION DE LA LINEA DE COSTA

En relación con las sucesivas líneas de costa que se observaron entre Puerto Deseado y Cabo Blanco, se pueden establecer tres estados evolutivos (figura 6).

ESTADO A: Corresponde a la línea de costa más antigua. En el sector norte se encuentra a unos 5 km de la actual línea de costa. Está representada por un paleoacantilado cuyo contorno por largo trecho es subparalelo a la costa actual, llegando a interceptar a la misma en la parte sur de la zona de trabajo.

ESTADO B: En el sector norte esta línea de costa puede ser dividida en dos secciones. La primera de ellas está representada por un acantilado que se encuentra entre Cabo Blanco y Punta Guzmán. La segunda sección no está representada en la figura pero por la disposición de los depósitos ubicados al sur es posible delinear un trazado aproximado de las crestas de playa y

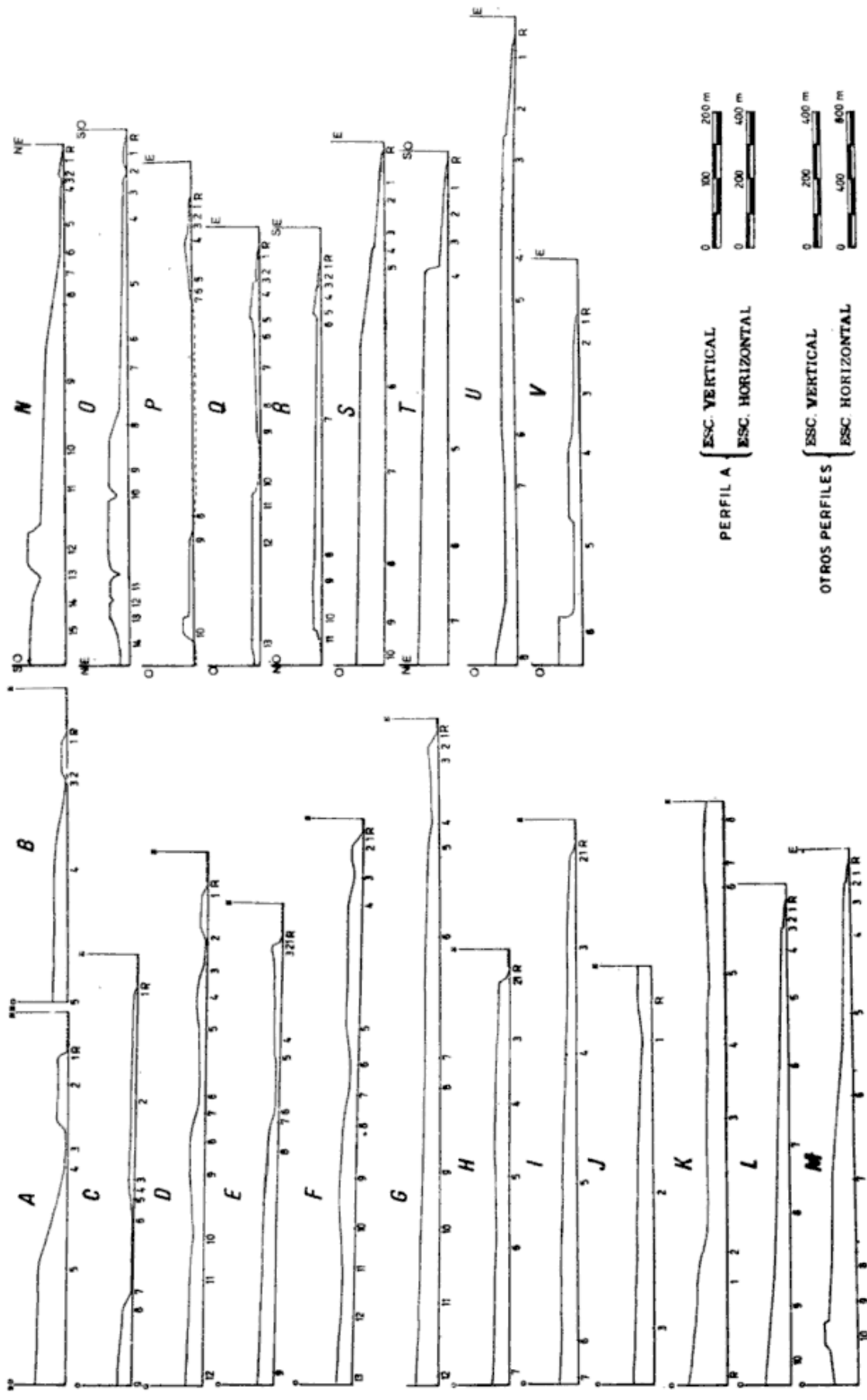


Figura 4: Perfiles topográficos entre cabo Blanco y Puerto Deseado



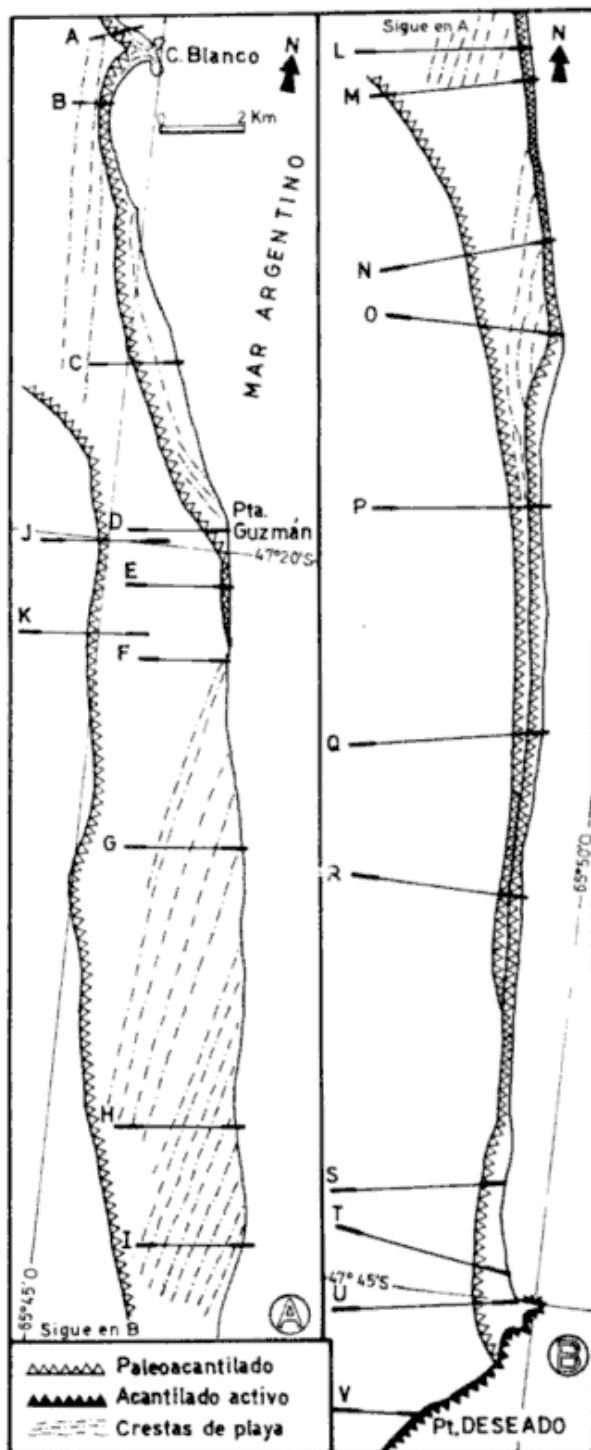


Figura 5: Esquema mostrando la posición de los perfiles de la figura 4.

consecuentemente de la línea de costa. Al sur del faro Punta Guzmán se puede inferir que la línea de costa en cuestión se adentraba en lo que hoy es el mar actual.

Más al sur, es decir, poco al norte de Punta Foca, dicha geoforma se encuentra representada

con una orientación subparalela a la costa actual.

**ESTADO B':** Corresponde a una etapa más evolucionada del estado B, y al igual que este puede ser dividido en dos sectores. El primero de ellos se encuentra entre Cabo Blanco y Punta Guzmán. Este tramo que alcanza una anchura máxima de aproximadamente 1 km, se acuña hasta interceptar la línea de costa anterior en Punta Guzmán.

El segundo tramo corresponde al retroceso, por erosión, de la línea de costa inferida, quedando representada por un paleoacantilado que se extiende hasta Puerto Deseado.

**ESTADO C:** Corresponde a la posición de la costa actual. Esta se halla en gran parte estable, es decir que no hay mayores evidencias de acreción o erosión, excepto el sector comprendido hasta 4 km al sur del Cabo Blanco y en el sector situado al sur de la Salina de la Isla, que evidencian fenómenos moderados de erosión marina.

### CONCLUSIONES

La terraza Punta Guzmán, denominada así por Konzewitsch (1957), (Nivel II del presente trabajo), es más extensa que lo señalado en el citado informe, proyectándose hasta el Cabo Blanco. Además se comprueba que su cota inferior es menor que los 50 m s.n.m. asignados por dicho autor, determinándose una altimetría de 25 m s.n.m.

Por la similitud geológica, estructural y geomorfológica, sobre la cual se realizó la correlación estratigráfica tratada anteriormente, puede asignarse una edad de aproximadamente 25.000 a 40.000 años AP a la terraza de acumulación marina II o Nivel II del presente trabajo. En tanto, las edades C-14 Pleistocenas en discusión no alteran la distribución regional y altimétrica de los afloramientos, en coincidencia con otros autores.

Asimismo la terraza de acumulación marina III o nivel III del presente trabajo puede ser asignada al Holoceno con un máximo de edad de 6000 años.

Se establece para la zona un modelo que refleja la evolución de la línea de costa del Pleis-

toceno alto-Holoceno, para el sector ubicado entre Cabo Blanco y Puerto Deseado.

NOTA: El presente trabajo fue realizado en parte con fondos provenientes del subsidio CONICET Res. Nº 761-83 y subsidio CAPLI 1985. Se utilizó vehículo de la FCE y N de la Universidad de Buenos Aires.

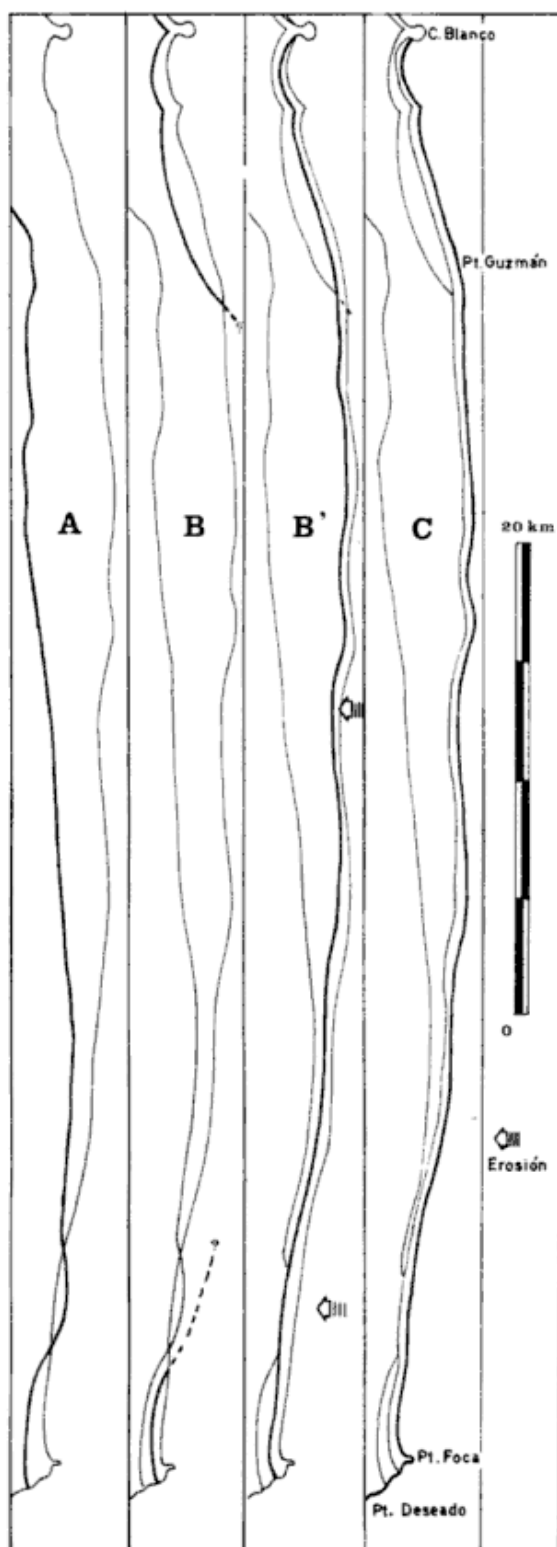


Figura 6: Esquema evolutivo en el Cuaternario alto entre Cabo Blanco y Puerto Deseado.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BEROS, C. y O. CESARI, 1986. *Niveles gradacionales terrazados del Noreste de Santa Cruz. Conclusiones preliminares*. Univ. Nac. de la Patagonia, S. J. Bosco, G-2, (inéd.), Comodoro Rivadavia.
- CIONCHI, J. L., 1987. *Depósitos marinos cuaternarios de Bahía Bustamante, provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 61-71, Buenos Aires.
- CODIGNOTTO, J. O., 1983. *Depósitos elevados y/o de acreción Pleistoceno-Holoceno en la costa fueguina patagónica*. Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina. CIC, Actas: 12-26, Mar del Plata.
- , 1984. *Estratigrafía y geomorfología del Pleistoceno Holoceno costanero entre los paralelos 50°30'S y 42°00'S, Argentina*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 513-519, Buenos Aires.
- , 1987. *Cuaternario marino entre Tierra del Fuego y Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XLII (1-2): 208-212, Buenos Aires.
- FASANO, J. L., F. L. ISLA y E. J. SCHNACK, 1983. *Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires)-Caleta Valdés (Chubut)*. Simp. Oscilaciones del Nivel del Mar durante el Último Hemisiciclo Deglacial en la Argentina. CAPICG (IGCP), Univ. Nac. de Mar del Plata, Actas: 27-47, Mar del Plata.
- FERUGLIO, E., 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Yac. Petrol. Fisc., III: 74-197, Buenos Aires.
- KONZEWITSCH, N., 1957. *Hidrogeología de la región de Puerto Deseado*. Dir. Nac. Min., Bol., 2: 1-115, Buenos Aires.
- MARCOMINI, S. C., 1986. *Geomorfología costanera del área situada al norte de Puerto Deseado, provincia de Santa Cruz*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. final de Lic., (inéd.), Buenos Aires.
- PALMA, M.A., 1988. *Descripción geológica de la Hoja 53g, h. Río Deseado*. Provincia de Santa Cruz Serv. Geol. Nac. (inédito) Buenos Aires.
- SANTILLANA, S. E., 1986. *Geomorfología costanera del área de Punta Guzmán, provincia de Santa Cruz, comprendida entre Cabo Blanco y Cañadón Quemado*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Trab. final de Lic., (inéd.), Buenos Aires.

Recibido: 25 de setiembre, 1986

Aceptado: 3 de mayo, 1988

**JORGE O. CODIGNOTTO**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
CONICET

**SILVIA C. MARCOMINI**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

**SERGIO N. SANTILLANA**

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
I.A.A.

# GEOMORFOLOGIA DE BAHIA BUSTAMANTE Y ZONAS ADYACENTES, CHUBUT.

José Luis Cionchi

## RESUMEN

Se reconocen y definen diversas unidades geomórficas. Planicie Alta con Rodados, Pequeños Bajos sin salida, Pedimentos, Terrazas Fluviales, Pisos de Valle y Unidades de origen marino y de origen eólico. La Planicie Alta con Rodados incluye los remanentes mesetiformes ubicados en el borde noroccidental de la comarca y se caracterizan por gradientes de bajo ángulo y la presencia de un coronamiento de gravas (Rodados Patagónicos). Los Pequeños Bajos sin salida se hallan distribuidos irregularmente en toda la región aunque en mayor proporción asociados a la Planicie Alta con Rodados. En estos últimos casos son bajos tipo Pfannen, originados por la acción conjunta de múltiples procesos entre los que se destaca la acción eólica. Los Pedimentos constituyen el rasgo predominante del paisaje. Aparentemente pertenecen a dos ciclos. Del primero sólo se conservan algunos pocos remanentes restringidos a las cumbres planas de las lomas que ocupan el área central, mientras que el segundo ciclo está representado por numerosos pedimentos de flanco, en su mayoría desarrollados desde el borde inferior de la Planicie Alta con Rodados y extendidos en las paredes de los valles fluviales hacia cuyos cauces inclinan. Las terrazas fluviales, que conforman aparentemente un único nivel y se disponen en los tramos medios a inferior de los cañadones son, en casi su totalidad "Terrazas Cíclicas o Pares". Entre las unidades de origen marino se distinguen los cordones y lagunas y llanuras de mareas antiguas y las unidades modernas o actuales que se encuentran en plena evolución: playas, acantilados, plataformas de abrasión y marismas. Completando el paisaje se encuentran las unidades de origen eólico que incluyen acumulaciones medianosas y mantiformes.

## ABSTRACT

The landscape of Bustamante Bay and its surroundings consists of various geomorphic units which have been individualized as an Upper Plain with a gravel mantle; closed basins, locally known as Bajos; Pedimentos, fluvial terraces; valley floors as well as eolian and marine units.

The upper plain is composed of low gradient plateau remnants, located at the northwestern section of the area, capped by a mantle gravel (Rodados Patagónicos).

The closed basins, corresponding to the "Pfannen" type are irregularly distributed throughout all the region, although specially associated with the upper plain. They are attributed to the combined action of multiple processes, within aeolian action is remarkable.

Being the most striking features of the landscape, pediments are considered to belong presumably to two cycles. Of the older, there are only some remnants restricted to the flat top hills of the central area. Numerous flanking pediments which correspond to the younger cycle are mainly developed from the lower part of the Upper Plain continuing through the valley sides towards the valley floors.

The fluvial terraces constitute apparently only one level situated in the middle and lower reaches of the creeks. Almost all of them are cyclic terraces.

The group of marine units include ridges, ancient tidal flats and evolving modern forms such as beaches, cliffs, abrasion platforms and lagoons.

Sand dunes and other eolian deposits complete the general characteristics of the landscape.

## INTRODUCCION

En la presente contribución se dan a conocer los resultados del relevamiento de las unidades geomórficas que conforman el paisaje de la zona de Bahía Bustamante y sus adyacencias.

El trabajo se realizó mediante la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:66.000 aproximadamente y reconocimiento de campo, adoptando esencialmente el "bosquejo de distribución regional" propuesto por Fidalgo y Riggi (1965), basado, a su vez en el "esquema de regionalización de Ledebev" dado a conocer en nuestro país por Polanski (1962). De acuerdo

con este autor, el "esquema de Ledebev" reconoce cinco unidades denominadas: *País, Territorio, Provincia, Distrito y Región*, incluyendo esta última en algunos casos *Subregiones*. Las 3 primeras unidades se caracterizan porque en la configuración de sus respectivos paisajes predominan los procesos endógenos sobre los exógenos, mientras que en las restantes son decisivos los procesos exógenos, llegando en algunas ocasiones a enmascarar los factores estructurales (Polanski, 1962). El ya mencionado trabajo de Fidalgo y Riggi (1965) resulta de fundamental importancia por el carácter aclaratorio y ampliatorio del de Polanski (1962) introduciendo



### Bosquejo geológico

Las rocas aflorantes más antiguas pertenecen a la Formación Marifil (Malvicini y Llabrás, 1974) constituida por un conjunto volcánico-piroclástico ácido cuya edad se admite como Jurásico medio (Franchi *et al.*, 1975; Lesta *et al.*, 1980).

Con las volcanitas como basamento regional y luego de un prolongado período de erosión la columna se continúa con los depósitos marinos del Paleoceno inferior de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972; Andreis *et al.*, 1975), integrada por los Miembros Bahía Bustamante de composición calcárea, bioclástica y Hansen de naturaleza epiclástica, psamítico-pelítica (Andreis *et al.*, 1975).

Le sigue luego en aparente concordancia la Formación Río Chico (Simpson, 1933); Andreis *et al.*, 1975), para la que se admite en general una edad paleocena superior que podría extenderse desde el Paleoceno medio (Marshall y Pascual, 1978) hasta el Eoceno bajo (Andreis, 1977) y que consta de los Miembros Las Violetas constituido por sedimentitas epi-piroclásticas grisáceas y amarillentas con varios niveles de paleosuelos y Visser en el que predominan psamitas y psefitas arcólicas rojizas, junto a bentonitas de color gris claro a verdoso (Andreis *et al.*, 1975).

Por encima se dispone concordantemente el Grupo Sarmiento (Simpson, 1933) constituido por limos y arcillas de aspectos muy homogéneos y con intercalaciones de areniscas arcillosas muy finas de origen piroclástico y consideradas por Andreis *et al.* (1975) y Spalletti y Mazzoni (1977, 1979) como "Chonitas" en el sentido de Teruggi *et al.* (1978). El origen de los depósitos ha sido atribuido por Andreis *et al.* (1975) y Spalletti y Mazzoni (1977, 1979) a procesos eólicos similares a los que Frenguelli (1955) admitió para los sedimentos cuaternarios de la región pampeana. En general se admite para el Grupo Sarmiento una edad eocena inferior a oligocena media (Pesce, 1979).

En discordancia erosiva al Grupo Sarmiento suprayace la Formación Patagonia (Riggi, 1979) de edad oligocena superior (Bertels, 1970) hasta quizás el Mioceno inferior (Feruglio, 1949-1950; Caviglia, 1979; Riccardi y Rolleri, 1980) y constituida por tufitas arenosas con estratificación poco marcada, alternando con escasos bancos de areniscas de aspecto tobáceo, de grano mediano a grueso y estratificación entrecruzada. Hacia las secciones superiores se observan intercalaciones de arcilitas

tobáceas de aproximadamente 1 m de espesor y niveles fosilíferos muy duros (coquinas) constituidos esencialmente por restos de *Turritella sp.* que sobresalen a manera de cornisa en los flancos de la Meseta Alta con Rodados.

Coronando las Mesetas Altas y en discordancia erosiva sobre la Formación Patagonia se disponen los Rodados Patagónicos, constituidos por gravas medianas a finas de clastos redondeados a subredondeados, esencialmente de volcanitas ácidas, con abundante matriz arenosa gruesa a fina, de aspecto masivo o con estratificación poco marcada. En general los depósitos son inconsolidados a poco consolidados, aunque no son raros los niveles superiores, capas de hasta 1 m de espesor fuertemente cementadas por material calcáreo blanco. La edad de los Rodados Patagónicos se admite en general como Plioceno superior a Pleistoceno inferior (Fidalgo y Riggi, 1970; Franchi *et al.*, 1975; Haller, 1979; Cortés, 1981; entre otros). Además y coronando las Mesetas Bajas se disponen extensos mantos de Rodados Patagónicos redepositados que presentan caracteres texturales y composicionales idénticos a los que cubren las Mesetas Altas, resultando en muchos casos diferenciables sólo por la posición altimétrica que ocupan las acumulaciones.

Se continúan luego los depósitos regresivos de la Formación Caléta Malaspina y Zanjón El Pinter asignables al Pleistoceno superior y Holoceno respectivamente (Cionchi, 1985). Los depósitos de la primera constituyen cuerpos acordonados, aislados, relativamente extensos, de 35-41 m snm de alturas máximas y entre los que se interponen antiguas lagunas costeras, cuerpos porfiríticos y/o depósitos aluvionales recientes. En su composición predominan gravas finas a medianas de clastos porfiríticos, algo aplanados, subredondeados a redondeados con matriz arenosa fina a mediana en parte limo arenosa y abundantes restos de conchillas. En general presentan buena estratificación en capas horizontales a levemente inclinadas hacia el mar y alternancia de niveles friables con otros fuertemente cementados por carbonato de calcio. La Formación Zanjón El Pinter se dispone a lo largo de la mayor parte de la costa actual con un diseño muy similar. Los depósitos que ocupan una franja relativamente angosta y alcanzan una altura de 8-10 m snm, están constituidos esencialmente por grava con cantidades variables de matriz arenosa mediana a gruesa hasta guijosa y abundantes restos de conchillas. Presentan buena estratificación de playas. En algunos sectores y sobre todo en los niveles su-

periores suelen observarse niveles friables alternando con otros cementados. En general los depósitos se encuentran bien conservados y evidencian haber soportado una escasa acción erosiva. Finalmente el marco geológico se completa con sedimentos eólicos constituidos por arena fina a mediana en parte, con abundantes detritos calcáreos de color blanco y limo arenoso fino, color amarillento a pardo amarillento de tonos claros que alcanzan espesores de hasta 5 m y asignados a la Formación Pampita Bardón (Cionchi, 1985), y sedimentos detríticos más recientes que conforman las playas actuales y complejo de suave expresión morfológica y escasa pendiente integrado por gravas y gravilla arenosa fina a mediana y asociado genéticamente a procesos de pendientes combinados con eventos fluviales.

## GEOMORFOLOGIA

La zona estudiada forma parte, de acuerdo con Fidalgo y Riggi (1965) de las siguientes unidades taxonómicas ordenadas de mayor a menor jerarquía: *Pais* Patagonia; *Territorio* Patagonia Extraandina; *Provincia* Zona Pedemontana Patagónica, caracterizada por la presencia de gravas en distintos niveles y *Distrito* Faja Pedemontana Externa, extendido desde las Sierras Centrales del Chubut hasta la costa atlántica. Para el reconocimiento de las *Regiones* se adoptó el concepto de Cuenca en el sentido de Leopold *et al.* (1964), adhiriendo a la propuesta de Fidalgo y Riggi (1965). Finalmente dentro de las Regiones se reconocen las Unidades Geomórficas Simples (Fidalgo y Riggi, 1965) (figura 2).

### Las Unidades Geomórficas Simples de la zona estudiada

#### Planicie Alta con Rodados

Bajo esta denominación se incluyen los remanentes mesetiformes que ocupan el borde noroccidental de la comarca y que forman parte de un relieve de mayor extensión distribuido ampliamente por toda la Patagonia. La Planicie Alta con Rodados se caracteriza por presentar una pendiente regional muy suave, con gradientes de muy bajo rango (menores que 0,3 %) y un coronamiento mantiforme de gravas (Rodados Patagónicos) de espesor variable. Cuando el actual paisaje mesetiforme se lo analiza desde el punto de vista regional es posible diferenciar algunas unidades geomórficas simples como

pedimentos, depósitos de piedemonte, terrazas fluviales, etc. (Fidalgo y Riggi, 1970). Sin embargo en la zona estudiada no fue factible diferenciar las unidades que la integran, debido fundamentalmente a la falta de trabajos que permitan establecer las relaciones con las mesetas que en continuidad se prolongan hacia el noreste y sudoeste respectivamente. De las imágenes satelitarias así como de las fotografías aéreas es posible inferir la presencia de más de un nivel de rodados, comprobables en algunos casos en los reconocimientos de campo. No obstante por razones de escala se ha preferido no diferenciarlos y considerar el conjunto como una unidad. Si, en cambio, se han distinguido los pequeños bajos sin salida asociados a la Planicie Alta, considerándolos aparte.

La Planicie Alta con Rodados está elaborada en sedimentos de la Formación Patagonia y soporta una cubierta de gravas identificadas en este trabajo como Rodados Patagónicos. El manto de rodados yace en relación discordante sobre las sedimentitas terciarias. Esta relación concuerda con la ausencia de afloramientos de las unidades post-patagonianas que en sectores próximos subyacen a los Rodados Patagónicos, como son la Formación Santa Cruz descrita por Russo (1953) hacia el sudoeste de la comarca analizada y las "Sedimentitas Marinas Mio-Pliocénicas" citadas por Franchi *et al.* (1975) hacia el noroeste. Con respecto al origen de la cubierta de rodados, Feruglio (1929, 1949-1950) sostiene que "seguramente" se trata en gran parte, de depósitos fluviales. Considera además que las zonas de procedencia del material son la Región subandina y las Serranías de Sarmiento, así como los cuerpos porfiríticos localizados al norte de éstas. El mismo autor sintetiza el desarrollo secuencial que habría comenzado a continuación de la deposición de las sedimentitas continentales pliocénicas con un período de erosión que, en la región define los "planos Altos" de la Pampa del Castillo. Según Feruglio (1929) en coincidencia con los "Primeros Movimientos de la Tercera Fase Terciaria" se registra un renovado ascenso regional que habría activado los "procesos de denudación" en el occidente patagónico y en la Serranía de Sarmiento con el consiguiente transporte de los detritos que cubren los niveles más altos de la Pampa del Castillo. Feruglio (1949-1950) considera además que durante el Cuaternario se produce una serie de movimientos ascensionales, cuyo origen no aclara y que a su juicio continuarían en la actualidad, los que conjuntamente con los cambios

de nivel del mar producidos en los períodos glaciales-interglaciales definen los distintos niveles de rodados. Mucho más recientemente, Franchi *et al.* (1975) sostienen que las gravas que coronan las Mesetas de Montemayor "forman parte de pedimentos", agregando que por su extenso desarrollo regional, es posible que se trate de una "llanura de pedimentos" en el sentido de Thornbury (1960).

La información disponible para este trabajo, obtenida en los frentes de las dos únicas canteras de la comarca resulta insuficiente para definir acabadamente los procesos que originaron los depósitos de Rodados Patagónicos. No obstante y de acuerdo con las características observadas, se considera, con carácter preliminar, que las acumulaciones de rodados de los niveles más elevados de las mesetas, podrían estar vinculados a procesos de pedimentación combinados con acción fluvial de regímenes variables en los que se desarrollaron condiciones dinámicas de sedimentación moderadamente altas. En la zona de interés las sedimentitas terciarias subyacentes a los rodados presentan algunos caracteres como disposición estructural horizontal a subhorizontal y escasa resistencia a la disgregación, que constituyen, de acuerdo con Fidalgo y Riggi (1970) factores propicios para el desarrollo de pedimentos. Por otro lado la presencia de depósitos fluviales, que en grado limitado se observan en los afloramientos no resultan incompatibles con la definición conceptual de pedimento ya que de acuerdo con Mabbutt (1966), Twidale (1978, 1981) y Whitaker (1979) el proceso de nivelación de los mismos involucra necesariamente periódicas disecciones y transportes, las que generalmente son de pequeña magnitud y contribuyen a la planación de la cubierta.

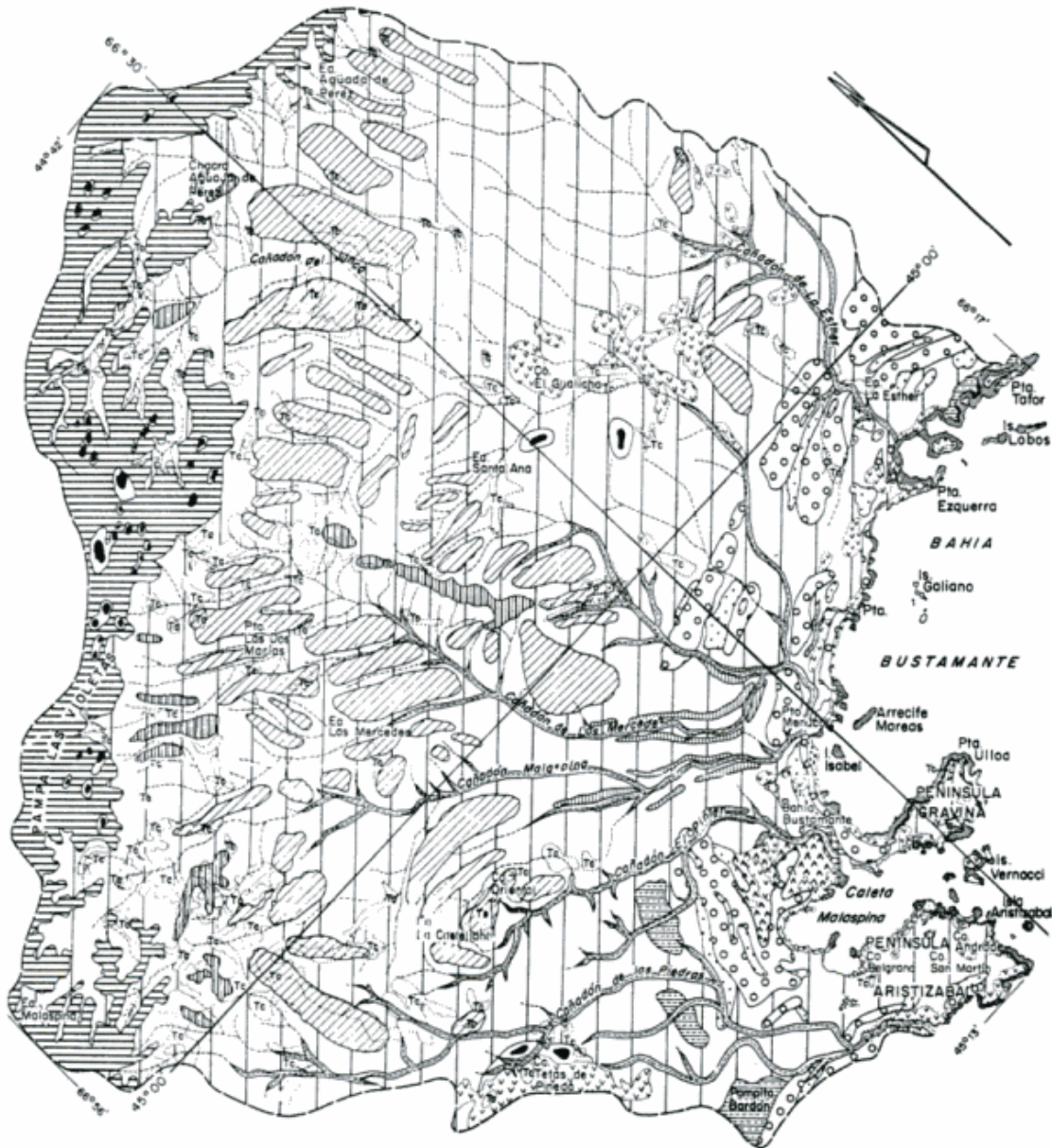
#### Pequeños Bajos sin salida

Se hallan distribuidos irregularmente en la región estudiada y prácticamente en su totalidad asociados con la Planicie Alta con Rodados. Son de pequeño tamaño, con diámetros variables de hasta 600-700 m y en general se hallan dispuestos en forma alineada, en coincidencia con las direcciones de los vientos más frecuentes e intensos. El origen de estas pequeñas depresiones sin salida ha sido atribuido a la acción individual o conjunta de diversos procesos geomórficos (Schiller, 1923; Rovereto, 1921; Feruglio, 1929, 1949-1950; Auer, 1956; Frenguelli, 1957; Fidalgo y Riggi, 1965; Methol,

1967; Fidalgo, 1973a, 1973b; entre otros). Fidalgo (1973a) estudia las características de los bajos sin salida en una amplia región de la mitad noroccidental de la provincia de Santa Cruz reconociendo los dos tipos fundamentales señalados por Frenguelli (1957): Bajos tipo "pfanen" y bajos tipo "wanen". Dentro de estos últimos, Fidalgo (1973a) diferencia además los subtipos: "wanen subgrupo A" y "wanen subgrupo B". En cuanto a la génesis de las depresiones sin salida, Fidalgo (1973a) diferencia varios factores que contribuyen a la elaboración de estos rasgos tan típicos de la Patagonia. Entre estos factores destaca la acción eólica, meteorización, remoción de masa y en menor proporción la acción fluvial.

En la comarca estudiada en este trabajo, los caracteres morfológicos determinados en las pequeñas depresiones sin salida, asociados a la Planicie Alta con Rodados, indican que corresponden a "Bajos tipo Pfanen", en el sentido de Frenguelli (1957) y Fidalgo (1973a). En cuanto a los procesos que les dieron origen, considero, en coincidencia con Fidalgo (1973a) que la acción eólica es la de mayor importancia y a la que se asocian en menor proporción, el lavado de pendientes y una escasa acción fluvial, esta última sobre todo en los sectores inferiores de las laderas donde se evidencia por la presencia de pequeños cauces apenas marcados. La importancia de la deflación está claramente definida por la disposición de los bajos, alineados subparalelamente con las direcciones de los vientos más frecuentes e intensos, contribuyendo además al progreso, el hecho de que los períodos de mayor déficit de agua en la región coinciden con los de mayor intensidad de los vientos, así como la ausencia de una cubierta vegetal.

Finalmente, cabe destacar la existencia en la zona estudiada de otras depresiones, pero que por su morfología y génesis resultan diferenciables de las ya descritas y que en general pueden clasificarse como "cuencas de embalse" en el sentido de Feruglio (1929). Dentro de estas "cuencas de embalse" pueden a su vez reconocerse dos tipos: el primero incluye las depresiones de forma alargada y cuyo diseño y disposición en el paisaje muestran que su origen estuvo indudablemente vinculado a la depositación de los cordones litorales, es decir constituyeron lagunas costeras, las que serán tratadas más adelante. El restante grupo lo constituyen escasas depresiones originadas a consecuencia de la formación de importantes depósitos aluvionales que han delimitado pequeños bajos de profundidad menores que 5 m y ubicados esencialmente



MAPA GEOMORFOLOGICO

Referencias:

- |  |   |  |   |  |   |
|--|---|--|---|--|---|
|  | Playas actuales   1 arena                     |  | Playas actuales   2 grava arenosa           |  | Acantilados                               |
|  | Marismas actuales                             |  | Plataforma de abrasión                      |  | Aluvia y otros depósitos no diferenciados |
|  | Lagunas costeras y llanuras de marea antiguas |  | Cardones litorales antiguos                 |  | Piso de valle                             |
|  | Planicie alta con rodados                     |  | Sedimentitas terciarias (sustrín)           |  | Terrazas fluviales                        |
|  | Sustrato porfirítico   1 aflorante            |  | Sustrato porfirítico   2 cubierta detrítica |  | Pedimentos 1er. ciclo                     |
|  |   |  |   |  | Pedimentos de flanco 2ndo. ciclo          |
|  |   |  |   |  | Médanos                                   |
|  |   |  |   |  | Depresiones sin salida                    |



Figura 2: : Mapa geomorfológico.



en la base de los afloramientos porfiríticos. En su mayoría son de drenaje interior y el fondo, de constitución porfirítica, está tapizado por detritos de igual composición generalmente angulosos y de tamaños muy variables aunque con predominio de bloques.

### Pedimentos

El término pedimento ha sido utilizado para describir un importante número de geofomas desarrolladas en una variedad de ambientes climáticos y en algunas oportunidades usado según Twidale (1981) "con connotaciones geomorfológicas poco claras". El pedimento, al que preliminarmente se lo puede definir como una superficie de erosión pedemontana escasamente inclinada y de relieve poco significativo (Twidale, 1968) constituye una de las pocas formas de paisaje que han comprometido tanto la atención de geólogos y geomorfólogos (Twidale, 1981). Según Rich (1935) uno de los primeros en reconocer estos rasgos del paisaje fue Kilbert, quien en 1880 en la región de las Montañas Henry (EEUU), los denominó "Slopes of planation" y los atribuyó a la erosión lateral de las corrientes de agua provenientes del macizo montañoso adyacente. Por otra parte, Whitaker (1979) atribuye al mismo Gilbert y a Dutton la primicia en la utilización del término "Pedimento" ya que, separadamente, en 1882 proponen dicha denominación para describir la superficie de un abanico aluvial y una escarpa rocosa de forma triangular de los frentes montañosos respectivamente. Whitaker (1979) sostiene que, paradójicamente, ninguna de las dos formas podrían ser llamados pedimentos por los geomorfólogos modernos. Con posterioridad y desde finales del siglo pasado, se dan a conocer numerosas contribuciones en las que se fundamentan varias propuestas acerca de las características morfológicas así como de los procesos geomórficos y factores condicionantes (clima, sustrato, estructura, tectónica, etc.) vinculados a la génesis y evolución de los pedimentos. Una revisión crítica de las mencionadas propuestas escapa a los objetivos del presente trabajo. Por otro lado en la literatura geológica existen importantes contribuciones en las que se sintetizan acabadamente las principales propuestas (King, 1953; Thornbury, 1960; Fidalgo y Riggi, 1965; Denny, 1967; Whitaker, 1979; Twidale, 1981; entre otros).

Hasta mediados del presente siglo, muchos geólogos asociaban al término pedimento sólo con frentes montañosos en ambientes desérti-

cos. Sin embargo Frye y Leonard (1954) destacan que muchos valles de la región de "Great Plains" en los Estados Unidos, están bordeados por superficies de erosión cubiertas por delgados mantos detríticos y expuestas como típicos pedimentos, aunque por lo general según los citados autores, mapeados erróneamente como terrazas fluviales. Los mismos autores (1952: 25) basándose en que dichas superficies se extienden en los flancos de los valles fluviales inclinados hacia los respectivos cauces los denominan "flanking pediment". En nuestro país, éstos fueron considerados por Fidalgo y Riggi (1970) quienes proponen denominarlos "pedimentos de flanco" y los describen como una de las "unidades geomórficas que caracterizan el paisaje de la Patagonia" vinculada a los Rodados Patagónicos.

En el presente trabajo sólo se han diferenciado como pedimentos de flanco a aquellas superficies de erosión y transporte ubicadas en los flancos de los valles fluviales e inclinadas hacia los respectivos cauces (figura 2). En la zona estudiada los pedimentos en general y dentro de ellos los de flanco, constituyen los rasgos más destacables del paisaje desarrollado entre el borde inferior de la Planicie Alta con Rodados y la zona litoral. En general parecen pertenecer a dos ciclos de pedimentación desarrollados con posterioridad a la depositación de los Rodados Patagónicos. Del primero de esos ciclos sólo se conservan algunos pocos remanentes restringidos esencialmente a las cumbres planas de la loma alargada de rumbo norte-sur ubicada entre las estancias Las Mercedes y De las Piedras en el cuadrante noroccidental (figura 2). Los relictos, que en la actualidad poseen un escaso desarrollo superficial debido a un marcado proceso de erosión fluvial, pueden considerarse "pedimentos disectados" (*dissected pediments*) en el sentido de Whitaker (1979), quien denomina como tales a los pedimentos antiguamente activos y que con posterioridad son segmentados por erosión linear con lo cual los procesos degradacionales asociados en su mayor parte al escurrimiento superficial no encauzado (mantos de crecientes, lavados de pendientes, etc.), resultan obstaculizados o reducidos a un grado tal que su participación en el desarrollo de ese paisaje termina siendo insignificante. A pesar del escaso desarrollo areal y el deficiente estado de conservación, se ha podido inferir que los gradientes que caracterizaban al pedimento original no superaban aparentemente valores de 2-4°. Las observaciones de campo permiten dedu-

cir que el pedimento se habría desarrollado desde el borde inferior de la planicie Alta con Rodados hacia el litoral marítimo, sobre un sustrato de sedimentitas terciarias de las cuales las más antiguas son las de la Formación Río Chico. Los remanentes presentan una cubierta detrítica, pedisedimentos en el sentido de Ruhe *et al.* (1967), de espesores variables de 1 a 3 m y con textura, estructura y composición muy similar a las de los Rodados Patagónicos de la Planicie Alta, con los cuales en muchas ocasiones, resultarían sencillos de confundir a no ser por las diferentes posiciones altimétrica de los depósitos. El origen de los pedisedimentos estaría vinculado a los procesos de nivelación de los pedimentos, los que de acuerdo con Mabbutt (1966), Twidale (1978, 1981) y Whittaker (1979) involucran necesariamente periódicas disecciones y transporte fluvial de escasa magnitud. El segundo ciclo está representado por numerosos pedimentos de flanco, en su mayoría desarrollados a partir del borde inferior de la Planicie Alta y en una proporción menor desde los remanentes del pedimento del primer ciclo y extendidos en las paredes de los valles fluviales hacia cuyos cauces inclinan (figura 2). En algunos sectores y en especial en los tramos inferiores de las cuencas de los cañadones Malaspina y De las Mercedes, los pedimentos de flanco parecen rematar en terrazas fluviales, de las cuales no resultan fácilmente diferenciables debido a que se disponen sin discontinuidades topográficas aparentes y soportan una cubierta de detritos continua de hasta 1 a 1,5 m de espesor que imposibilita la observación del contacto entre ambas unidades. Los pedimentos de flanco se han desarrollado sobre un sustrato de sedimentitas terciarias que en ocasiones alcanza a la Formación Salamanca. Presentan en general gradientes relativamente mayores que los pedimentos del primer ciclo, alcanzando valores angulares de hasta 6-7 grados, si bien los más frecuentes varían de 1/2 a 2 grados. Los perfiles longitudinales son generalmente levemente cóncavos a rectos y presentan una disección fluvial poco profunda. Los pedimentos de flanco, al igual que los del primer ciclo soportan una cubierta detrítica de espesores variables de 1 a 2 m, que en las zonas más bajas puede alcanzar hasta máximos de 5-6 m. En estos últimos sectores, aparentemente la superficie de pedimentación no ejerce control sobre la cubierta, es decir constituye un "pedimento sepultado" en el sentido de Whittaker (1979). En el mapa (figura 2) dichos sectores han sido indicados como alu-

vio, ya que al no controlar el pedimento al manto detrítico, éste se comporta como una forma depositacional y no como la cubierta de una forma erosiva.

#### Terrazas fluviales

Los remanentes de terrazas fluviales más desarrollados se encuentran en los tramos inferiores de los cañadones Malaspina y de Las Mercedes (figura 2). Alcanzan una amplitud promedio de 10 m hasta máximos de 200-300 m y una continuidad a lo largo del valle variables desde 3000 a 8000 m. Se disponen aparentemente en un único nivel. El reconocimiento en el campo no siempre resulta sencillo ya que en la mayoría de los casos se encuentran cubiertas por sedimentos más modernos, especialmente mantos detríticos vinculados a pedimentos de flanco y en menor proporción limos arenosos finos a muy finos de origen eólico. Las terrazas fluviales están constituidas por rodados porfiríticos de tamaños variables desde 2-3 cm hasta máximos de 12 cm con abundante matriz arenosa mediana a gruesa. Los depósitos muestran escasa imbricación y los detritos se asemejan por su forma y composición a los Rodados Patagónicos de los cuales evidentemente provienen. Excepto algunos escasos sectores en los que se observan pequeñas lentes definidas por el aumento en la proporción de la matriz arenosa, las terrazas no presentan en su disposición interna estratificación. En las proximidades de puesto Diestro se midieron espesores de 2-3 m. En ese punto, el depósito suprayace a remanentes del cordón litoral de la Formación Caleta Malaspina (Cionchi, 1985), de composición sedimentológica similar, aunque diferenciable por la abrupta aparición de numerosos restos de moluscos marinos. De acuerdo con la clasificación de Cotton (1940) las terrazas descritas corresponden prácticamente en su totalidad al tipo "Terrazas aluviales pares o cíclicas", mientras que en escasos sectores pueden observarse "Terrazas rocosas" (Cotton, 1940). Estas últimas, que no han sido diferenciadas en el mapa (figura 2) por razones de escala, constituyen pequeños relictos labrados en rocas terciarias y cubiertas por detritos recientes provenientes del lavado de pendientes en los flancos de los valles y pequeñas plataformas elaboradas en el sustrato porfirítico, presentes especialmente en las desembocaduras de los arroyos. En general muestran un escaso desarrollo areal.

### Pisos de valle

Alcanzan en general anchos máximos de aproximadamente un centenar de metros, sobre todo en los sectores inferiores de los respectivos sistemas de drenaje. Presentan una cubierta detrítica constituida por grava fina a mediana, raramente con rodados de 10 cm o mayores, con matriz arenosa fina a gruesa, en parte limo arenosa y que conserva prácticamente todas las características de los Rodados Patagónicos o sus redepósitos.

### Unidades de origen marino

Pueden distinguirse dos tipos de unidades: las antiguas originadas durante los dos últimos eventos transgresivos del Cuaternario y las modernas o actuales que se encuentran en el presente en plena evolución (figura 2).

*Unidades marinas antiguas:* Comprenden los cordones litorales antiguos y las lagunas costeras y llanuras de mareas antiguas (figura 2).

Los *cordones litorales* se disponen en una franja de ancho variable entre 2 y 8 km conformando cuatro sistemas de recorrido parcialmente discontinuo. En la zona de estancia La Esther y la Caleta Malaspina, los tres más antiguos se hallan adosados, no así en el resto del área en que muestran una notable separación, que alcanza su máximo en el tramo Bahía Bustamante-estancia La Ibérica (figura 2). Los cordones están constituidos por rodados, prácticamente en su totalidad volcánicos, de forma redondeada a subredondeada algo aplanados, con diámetros de hasta 5 a 7 cm y promedios de 1 a 4 cm y valvas de moluscos en distintos grados de conservación, en una matriz arenosa fina a mediana en parte limo arenosa. Los depósitos, en especial los más antiguos presentan una bien marcada estratificación definida por niveles de playa horizontales o apenas inclinados hacia el mar, dispuestos en capas de 10 a 50 cm de espesor. En general soportan una cubierta de sedimentos eólicos cuyo espesor puede alcanzar en los más interiores hasta 1,5 m.

La unidad denominada *laguna costera y llanura de mareas antiguas* se ubica entre los cordones litorales o los bordea exteriormente, constituyendo sectores de relieve muy suave con pendientes subhorizontales de gradientes marcadamente menores al 1 %. Sedimentológicamente la unidad está constituida por limos arenosos finos a muy finos en parte limo arenosos, con cuarzo como principal componente y restos de conchillas muy triturados, escasos líti-

cos y laminillas de yeso transparente. La cubierta alcanza en algunos sectores espesores de hasta 2-3 m. En la actualidad una buena parte de las antiguas lagunas costeras son de carácter endorreico, constituyendo como ya se indicó más arriba, pequeñas cuencas sin drenaje, mientras que las restantes, debido a procesos de erosión fluvial posteriores que han incidido sus bordes, presentan desagüe hacia el exterior.

*Unidades marinas modernas:* Se han distinguido las siguientes unidades: Playa, Acantilado, Plataforma de abrasión y Marisma (figura 2).

La *Playa* se encuentra bien desarrollada en diversos sectores costeros de la zona estudiada. Alcanza su máxima expresión en la Bahía Bustamante donde se presentan en un tramo continuo de 5-6 km a lo largo de la costa. En algunos sectores, durante las bajamares queda descubierta hasta más de 1000 m medidos perpendicularmente a la línea de costa. Las pendientes son relativamente suaves, por lo general 1 % o menores, aunque en pequeños tramos parciales puede alcanzar excepcionalmente 2 a 3 %. Considerando la constitución sedimentológica es posible diferenciar dos tipos de playas: de grava arenosa, con mayor desarrollo areal y características texturales y composicionales similares a los depósitos de los cordones litorales antiguos y playas arenosas, restringidas a pequeñas bahías o caletas de aguas tranquilas. Las playas de grava arenosa presentan con mayor frecuencia que las restantes, restos de valvas de moluscos en grados diversos de conservación.

El *Acantilado* elaborado en las volcanitas de la Formación Marifil, aflora esencialmente en diversos sectores de las Penínsulas Gravina y Aristizábal (figura 2). Puede alcanzar en algunos tramos alturas relativas de 5 a 6 m. Su desarrollo está evidentemente regulado por el diaclasamiento que presentan las volcanitas, como puede inferirse de la frecuencia con que los frentes aparecen suavemente escalonados y por la presencia de bloques prismáticos, muy angulosos desprendidos del mismo y acumulados en la base.

La *Plataforma de Abrasión* al igual que la unidad anterior se halla elaborada en las volcanitas de la Formación Marifil en casi su totalidad, excepto un pequeño sector en el borde norte de la Península Gravina que lo está sobre las sedimentitas calcáreas de la Formación Salamanca. Se presenta en diversos tramos de varios kilómetros de longitud y durante las bajamares quedan al descubierto sectores de 300 a 500 m de ancho, rara vez mayores. La Platafor-

ma de Abrasión excepcionalmente se presenta como una superficie lisa, ya que con notable frecuencia muestra un perfil normal a la costa de forma escalonada debido al desarrollo de bancos o niveles de erosión de hasta 60 a 80 m de longitud en la citada dirección y con descensos de 1 a 2 m en cada caso. Este escalonamiento se produce a consecuencia del diaclasamiento que caracteriza a las porfiritas.

Finalmente la *Marisma* se halla restringida a la caleta Malaspina y a pequeños sectores ubicados al este-noreste de la localidad de Bahía Bustamante, aunque en estos últimos casos con un desarrollo areal muy reducido (figura 2). En caleta Malaspina se encuentra ubicada en la desembocadura del Zanjón El Pinter. Ocupa una superficie de aproximadamente 1 km<sup>2</sup> y la constituyen limos arenosos finos a muy finos con una alta proporción de arcillas. En algunos sectores muestra en profundidad un bandeado muy definido debido a la alternancia de niveles con abundante materia orgánica en descomposición. En la parte central se comprobaron espesores parciales de hasta 1,5 m sin que se haya podido alcanzar la base del depósito. En prácticamente toda su extensión presenta una densa cubierta de halófitas.

#### Unidades de origen eólico

Se distinguieron dos tipos: acumulaciones medianosas y mantiformes. Las primeras se encuentran distribuidas en los alrededores de punta Ulloa, extremo nororiental de la península Gravina (figura 2) y en la zona de Punta Tafor. En este último caso ocupan una franja a lo largo de la costa de una longitud de varios miles de metros y un ancho variable de hasta 100 m. En general son médanos activos o semifijos de forma alargada, de longitudes individuales de 50 a 100 m y dispuestos con su eje mayor subparalelamente a la línea de ribera. Alcanzan alturas relativas de 5 a 10 m. Las acumulaciones mantiformes se disponen con cierta continuidad sobre los cordones litorales antiguos y las lagunas costeras y llanuras de mareas antiguas, alcanzando su mayor desarrollo en la zona de Pampita Bardón a sotavento de los cordones litorales de la Formación Caleta Malaspina y enmarcando la cabecera de la caleta homónima (figura 2). En este último sector el depósito se halla sometido a un intenso proceso de degradación debido a la acción de corrientes de aguas superficiales.

#### HISTORIA GEOMORFICA

La historia geomórfica de la zona estudiada se inicia en el Plioceno con la dispersión de las

gravas arenosas que coronan la Planicie Alta con Rodados, cuyo origen y en especial la diferenciación de las probables unidades geomórficas simples que la integran, no ha sido posible determinar en este trabajo. De todas formas y con carácter preliminar, la presencia de algunas características observadas en el sustrato subyacente a los mantos de rodados, así como en la estructura interna de éstos, permiten al menos tentativamente vincular a la cubierta de gravas con procesos de pedimentación combinados con acción fluvial de regímenes variables. La mencionada acción fluvial nunca interfiere a la pedimentación, sino que por el contrario la complementa contribuyendo a la planación de la cubierta.

Con posterioridad a la formación de la Planicie Alta con Rodados, comienza en la zona a desarrollarse el nivel de pedimentación identificado como pedimento de primer ciclo (figura 2). Luego de un cambio de nivel de base y quizás asociado a un mejoramiento muy leve de las condiciones climáticas, comienzan a definirse los cauces troncales de los actuales sistemas de drenaje. Este proceso trae como consecuencia la disección del pedimento del primer ciclo y posibilita la elaboración de los pedimentos de flanco que se desarrollan en las paredes de los valles fluviales con inclinación hacia los respectivos cauces que a su vez les sirven de nivel de base local. Un nuevo cambio del nivel de base permite que el mar transgreda el continente durante el Pleistoceno superior, en coincidencia probablemente con el evento interglacial "Sangamon". Posteriormente, durante el hemicycle regresivo se depositan los cordones litorales de la Formación Caleta Malaspina. Cabe destacar que de acuerdo con el estado actual del conocimiento, no es posible reconstruir la etapa de evolución geomorfológica vinculada al evento regresivo previo y sólo se cuenta con muy escasísimas referencias de Fray y Ewing (1963) quienes consideran que a la actual profundidad de 150 m en la plataforma continental argentina frente a Puerto Deseado (Santa Cruz), habrían detectado un nivel de conchillas y rodados de lava que podrían relacionarse con la línea de ribera de edad "Illinois".

Durante la última glaciación ("Wisconsin"), el nivel del mar habría descendido, según Fray y Ewing (1963) en el litoral patagónico hasta un mínimo de 110 m por debajo del nivel actual. La existencia de ese nivel ha sido reconocido universalmente (Milliman y Emery, 1968; Bloom, 1978) y ubicado temporalmente en 15.000 años A. P.

La posterior fusión de los hielos, a comienzos del Holoceno determinó una nueva transgresión cuyo máximo está indicado por el límite continental de la Formación Zanjón El Pinter. Seguidamente se produce un descenso relativo del nivel del mar que lo lleva a su posición actual. Durante este proceso regresivo se depositan los cordones litorales de la Formación Zanjón El Pinter y contemporáneamente se desarrollan los depósitos eólicos (Formación Pampita Bardón) que en la actualidad se hallan en evolución y que probablemente, aunque sin confirmación en este trabajo, se habrían iniciado durante el interglacial "Sangamon". Alcanzando el nivel del mar actual se originan las formas marinas que se hallan en evolución en el presente: Acantilados, Plataformas de abrasión, Playas, etc. El cambio de nivel del mar también reactiva los procesos fluviales con la consiguiente evolución de los Pisos del valle.

Las diferencias altimétricas entre los niveles marinos pleistocénicos y holocénicos indicarían una actividad tectónica durante el Cuaternario tardío. Esta tectónica patagónica sería responsable de la tendencia ascendente que muestran diversos tramos litorales de esta región y que puede corroborarse comparando las posiciones altimétricas de los depósitos holocénicos de la Formación Zanjón El Pinter (Bahía Bustamante, Chubut) con sus equivalentes en la provincia de Buenos Aires (Schnack *et al.*, 1982). Además los relevamientos de campo de los cordones litorales que integran la Formación Caleta Malaspina muestran en dirección hacia el mar, bruscos descensos topográficos de hasta 10 m que permiten suponer que la tectónica patagónica se habría manifestado también durante la depositación de la mencionada unidad litoestratigráfica (Cionchi, 1985).

#### AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi reconocimiento a todas aquellas personas que contribuyeron de diversas maneras a la concreción de este trabajo. Al Dr. Enrique J. Schnack, Director del Centro de Geología de Costas y a su vez Director del Trabajo de Tesis Doctoral del cual fue extraída esta contribución, por su permanente asesoramiento tanto en el campo como en el gabinete. Al Dr. Jorge Rabassa por efectuar la lectura crítica del manuscrito. A la Cartógrafa María V. Bernasconi quien realizó las ilustraciones y a la Sra. Norma S. Valls por el mecanografiado del manuscrito final.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R. R., 1977. *Geología del área de Cañadón Hondo, departamento Escalante, provincia del Chubut, República Argentina*. Mus. La Plata, Obra del Centenario, IV (Geología), 77-102, La Plata.
- , M. MAZZONI y L. SPALLETI, 1975. *Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (1): 85-103, Buenos Aires.
- AUER, V., 1956. *The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. I: The Ice and Interglacial ages*. Acad. Sci. Fenn., Ann. Serie A N° 25: 226.
- BERTELS, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la Epoca del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 495-501, Buenos Aires.
- BLOOM, A. L., 1978. *Geomorphology. A Systematic analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 1-510.
- CAMACHO, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*. Acad. Nac. Cienc. Ex., Fis. y Nat. An., XXVI: 39-27, Buenos Aires.
- CAVIGLIA, S. E., 1979. *Discusión de la edad del denominado "Piso Patagoniano" sobre la base de la presencia de cetáceos*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 385-392, Buenos Aires.
- CIONCHI, J. L., 1985. *Geomorfología y Estratigrafía del Cuaternario de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, provincia del Chubut*. Fac. Cs. Nat., Tesis Doc., (inéd.), La Plata.
- CORTES, J. M., 1981. *Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (4): 424-445, Buenos Aires.
- COTTON, C. A., 1940. *Classification and correlation of river terraces*. J. Geomorph., 3 (1): 26-37.
- DENNY, C. S., 1967. *Fans and pediments*. Amer. Jour. of Sci., 265: 81-105.
- FASANO, J. L., F. I. ISLA y E. J. SCHNACK, 1983. *Un análisis comparativo sobre la evolución de ambientes litorales durante el Pleistoceno tardío-Holoceno: Laguna Mar Chiquita (Buenos Aires) - Caleta Valdés (Chubut)*. Simp. Oscilaciones del nivel del mar durante el último hemiclo deglacial en la Argentina (CAPIGG) (IGCP). Actas: 27-4, Mar del Plata.
- FERUGLIO, E., 1929. *Apuntes sobre la constitución geológica de la región del golfo San Jorge*. Soc. Arg. Est. Geog. (GAEA). Anales III (2): 395-488, Buenos Aires.
- , 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. Yac. Petr. Fisc., (año 1949), I: 1-334, II: 1-349 (año 1950), III: 1-431, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1973a. *Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz*. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, V: 123-136, Buenos Aires.
- , 1973b. *Sobre los bajos sin salida en Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (1): 91-92, Buenos Aires.
- y J. C. RIGGI, 1965. *Los Rodados Patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 273-325, Buenos Aires.

- y —, 1970. *Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 430-443, Buenos Aires.
- , M. HALLER, O. LAPIDO, R. PAGE y A. PESCE, 1975. *Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina*. IIº Congr. Iberoam. Geol. Econ., IV: 125-139, Buenos Aires.
- FRAY, C. y M. EWING, 1963. *Pleistocene sedimentation and fauna of the argentine shelf. I. Wisconsin sea level as indicates in argentine continental shelf sediments*. Acad. Nat. Sci., Phila., 115 (6): 113-126.
- FRENGUELLI, J., 1955. *Loes y limos pampeanos*. Mus. La Plata, Serie Tecn. y Didáctica, 7, 1-88, La Plata.
- , 1957. *Neozoico*. En: *Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr., An., III: 1-109, Buenos Aires.
- FRYE, C. J. y A. B. LEONARD, 1952. *Pleistocene geology of Kansas*. The Univ. of Kansas, State Geol. Survey of Kansas, Bull., 99.
- y —, 1954. *Some problems of alluvial terraces mapping*. Amer. Jour.
- GROEBER, P. F., 1952. *Mesozoico*. En: *Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr., II (2), 2ª parte, 355-510, Buenos Aires.
- HALLER, M. J., 1979. *Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 285-297, Buenos Aires.
- HUGO, C., H. A. LEANZA, O. MASTANDREA y C. OBLITAS, 1981. *Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico (Terciario inferior), provincia del Chubut*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 485-495, Buenos Aires.
- KING, L. C., 1953. *Canons of landscape evolution*. Geol. Soc. Amer., Bull., 64: 721-752.
- LAPIDO, O. y R. PAGE, 1979. *Relaciones estratigráficas y estructurales del Bajo de la Tierra Colorada (provincia del Chubut)*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 299-313, Buenos Aires.
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN y J. P. MILLER, 1964. *Fluvial processes in Geomorphology*. W. H. Freeman & Co., 1-522, San Francisco.
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. *Region Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., 601-656, Córdoba.
- LESTA, P., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. *Chubut Extraandino*. En: *IIº Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc.*, 1307-1387, Córdoba.
- MABBUTT, J. A., 1966. *Mantle-controlled planation of pediments*. Amer. Jour. Sci., 264: 78-91.
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1974. *Geología y génesis de los yacimientos de manganeso arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina*. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 185-202, Buenos Aires.
- MARSHALL, L. G. y R. PASCUAL, 1978. *Una escala temporal radiométrica preliminar de las edades mamíferos del Cenozoico medio y tardío sudamericano*. Mus. La Plata, Ob. Cent., V: 11-28, La Plata.
- METHOL, E. J., 1967. *Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los Pequeños Bajos sin Salida*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXII (4): 295-311, Buenos Aires.
- MILLIMAN, J. D. y K. O. EMERY, 1968. *Sea levels during the past 35000 years*. Science, 162: 1121-1123.
- PESCE, A., 1979. *Estratigrafía del arroyo Perdido en su tramo medio e inferior, provincia del Chubut*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 315-333, Buenos Aires.
- POLANSKI, J., 1962. *Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza, provincia de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XVII (3-4): 126-349, Buenos Aires.
- RICARDI, A. y E. ROLLERI, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*. En: *IIº Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc.*, II: 1173-1396, Córdoba.
- RICH, J. L., 1935. *Origin and evolution of rock fans and pediments*. Geol. Soc. Amer., Bull., 8: 87-112.
- RIGGI, J. C., 1979. *Nuevo esquema estratigráfico de la Formación Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (2): 159-171, Buenos Aires.
- ROVERETO, G., 1921. *Studi di Geomorfologia Argentina. V. La Penisola Valdéz*. Soc. Geol. Ital., XL: 1-47, Roma.
- RUHE, R., R. DANIELS y J. CADY, 1967. *Landscape evolution and soil formation in southwestern Iowa*. U. S. Dept. of Agric., Tech. Bull., 1349, 1-242.
- RUSSO, A., 1953. *Levantamiento geológico al norte del Pico Salamanca entre el mar y la Pampa del Castillo, Salamanca y Malaspina, Escala 1:100000 (Departamento Camarones y Pico Salamanca), Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia*. Y.P.Y., J-165, (inéd.), Buenos Aires.
- SCHILLER, W., 1923. *Sobre derrumbamiento de capas en la Patagonia causado por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin desagüe*. Mus. La Plata, Rev., XXVII: 161-171, La Plata.
- SCHNACK, E. J., J. L. FASANO y F. I. ISLA, 1982. *The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast, Buenos Aires province, Argentina*. En: D. J. Colquhoun (Ed.) *Holocene sea-level fluctuations: Magnitude and Causes*. Columbia S.C., 143-155.
- SIMPSON, G. G., 1933. *Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia*. Mus. Novit., Am., 644: 1-13, Nueva York.
- SPALLETTI, L. A., y M. M. MAZZONI, 1977. *Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhué Huapi, provincia del Chubut*. Mus. La Plata, Ob. Cent., Geol., IV: 261-283, La Plata.
- y —, 1979. *Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhué Huapi, provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (4): 271-281, Buenos Aires.
- THORNBURY, W. D., 1960. *Principios de Geomorfología*. Edit. Kapeluz, 1-627, Buenos Aires.
- TWIDALE, C. R., 1968. *Pediments*. En: R. W. Fairbridge (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. Dowden, Hutchinson & Ross Inc., 817-818.
- , 1978. *On the origin of pediments in different structural setting*. Amer. Jour. Sci., 278: 1138-1176.
- , 1981. *Origins and environments of pediments*. Geol. Soc. Australia, Jour., 28 (4): 423-434.
- WHITAKER, C. R., 1979. *The use of term "pediment" and related terminology*. Zeit. fur Geomorph. (NF), 23 (4): 427-439.
- WILSON, L., 1968. *Morphogenetic classification*. En: R. W. Fairbridge (Ed.) *The Encyclopedia of Geomorphology*. Bowden, Hutchinson & Ross Inc., 717-729.

Recibido: 14 de octubre, 1986

Aceptado: 5 de junio, 1988

JOSE LUIS CIONCHI

Centro de Geología de Costas  
CC 722, Correo Central  
7600 Mar del Plata

# MINERALOGIA Y CARACTERIZACION GRANULOMETRICA DE SEDIMENTOS ACTUALES DE LA PLATAFORMA ARGENTINA ENTRE LOS PARALELOS 39° Y 43° DE LATITUD SUR Y DEL GOLFO SAN MATIAS

Edgardo M. Gelós, Jorge O. Spagnuolo y Guillermo O. Lizasoain

## RESUMEN

Las campañas PD0/84 y PD1/84 efectuadas por el buque oceanográfico ARA Puerto Deseado permitieron extraer muestras de sedimentos superficiales que se estudiaron en este trabajo.

El análisis de los resultados obtenidos, indica que la asociación mineralógica determinada corresponde a la denominada "pampeano-patagónica". Los sedimentos de plataforma son preponderantemente arenosos (grado modal 3), composicionalmente homogéneos, mineralógicamente inmaduros y texturalmente bien seleccionados y maduros.

El mecanismo deposicional ha sido atribuido a los procesos de regresión-transgresión del Pleistoceno-Holoceno, y su actual dinámica distributiva estaría vinculada a las corrientes de plataforma que circulan con sentido general norte y noreste. Una evidencia en tal sentido la daría el esquema de variación en la distribución de las alteritas.

En el golfo San Matías, que constituye un ambiente semicerrado con una profunda depresión central y un escalón en su boca, los sedimentos son también composicionalmente homogéneos y mineralógicamente inmaduros, pero poco seleccionados y texturalmente inmaduros. Se trata de limos arenosos a limos arcillosos, cuya fracción fina habría sido aportada por un sistema de drenaje continental de configuración diferente al actual. Si bien se ha determinado para este ambiente un esquema de circulación de corrientes, existiría una cierta carencia de aportes de sedimento fino desde la plataforma.

## ABSTRACT

The superficial sedimentary samples studied in this paper were obtained during the campaigns PD0/84 and PD1/84 made on board the Oceanographic Research Vessel ARA Puerto Deseado.

The results indicated that the mineralogical assemblage obtained belongs to the "pampeano-patagónica" one. Shelf sediments are mainly sandy ones (3 grade), compositionally homogeneous, mineralogically immature and texturally well-graded and matured.

The depositional mechanism was attributed to the Pleistocene-Holocene regression-transgression and the present distributive dynamic would be related to the shelf currents that circulate with a general orientation towards the N and NE. An evidence in such a sense would be the variation pattern of the alterites distribution.

In the San Matias Gulf, which is a semi-enclosed environment with a deep central depression and a step in its mouth, the sediments are also compositionally homogeneous and mineralogically immature and unsorted and texturally immature ones. They are sandy silts and clayey silts, whose finer fraction could be aported by a continental drainage system with a pattern different from the present one. While it was determined a scheme of current circulation for this environment, it would exist indeed a lack of fine sediment contribution from the shelf

## INTRODUCCION

Durante el transcurso de la campaña preparatoria PD0/84 y de la primera campaña oceanográfica PD1/84, realizadas por el buque oceanográfico ARA Puerto Deseado, de las que participó el autor que figura en primer término, se obtuvo una colección de muestras de fondo de la plataforma continental argentina. Los sedimentos fueron estudiados en el sector Geología

Marina del IADO y su análisis mineralógico y textural constituye el objetivo del presente trabajo.

Se destaca que estas campañas, realizadas a fines de febrero y durante el mes de abril de 1984, fueron las primeras efectuadas por el Buque Oceanográfico mencionado y tuvieron carácter multidisciplinario, cumpliéndose tareas de química, geofísica, geología, biología, física y meteorología. Participaron de las mismas in-

vestigadores, personal de apoyo y tripulación naval, todos de nacionalidad argentina.

Un resumen de este trabajo fue presentado a la Primera Reunión Argentina de Sedimentología.

### ANTECEDENTES

El informe UNESCO (1981) contiene una muy detallada lista bibliográfica sobre trabajos efectuados precedentemente en la plataforma, talud y cuenca argentina. De todos ellos se han consultado aquellos de carácter específico en relación con el tema aquí desarrollado y que se mencionan a lo largo del trabajo. Para una mayor referencia bibliográfica se remite a la mencionada publicación.

### AREA DE TRABAJO Y UBICACION DE LAS MUESTRAS

En la figura 1 se han trazado las derrotas realizadas durante ambas campañas ya mencionadas con la ubicación de los puntos de muestreo. El área recorrida se localiza aproximadamente entre los 39° y 43° de latitud sur y los 57°30' y 63°30' de longitud oeste. El sector estudiado

cubre una superficie aproximada de 125.000km<sup>2</sup>. Un grupo de muestras cubre también el golfo San Matías y parte de la plataforma litoral de la península de Valdes, sobre una superficie aproximada de 23.500 km<sup>2</sup>.

Las profundidades de muestreo se encuentran comprendidas entre las isobatas de 40 m y 80 m, con excepción de las muestras 8 y 9 de la campaña PD0/84, que se tomaron a 261 m y 220 m de profundidad respectivamente.

Se extrajeron 46 muestras: 10 durante la campaña PD0/84 y 36 durante la campaña PD1/84.

Las estaciones de muestreo sedimentológico han sido indicadas con una cruz de trazo continuo (PD0/84) y un círculo lleno (PD1/84); sus coordenadas geográficas y profundidades, así como otros datos complementarios (salinidad, temperatura, etc.) tomados *in situ*, han sido recopilados por Pucci *et al.* (1985) donde pueden ser consultados.

### METODOLOGIA

Para la extracción del sedimento se utilizó un muestreador de tipo Shipek conjuntamente con un guinche eléctrico, con velocidad de izado de 10 m por minuto. En campaña se realizó

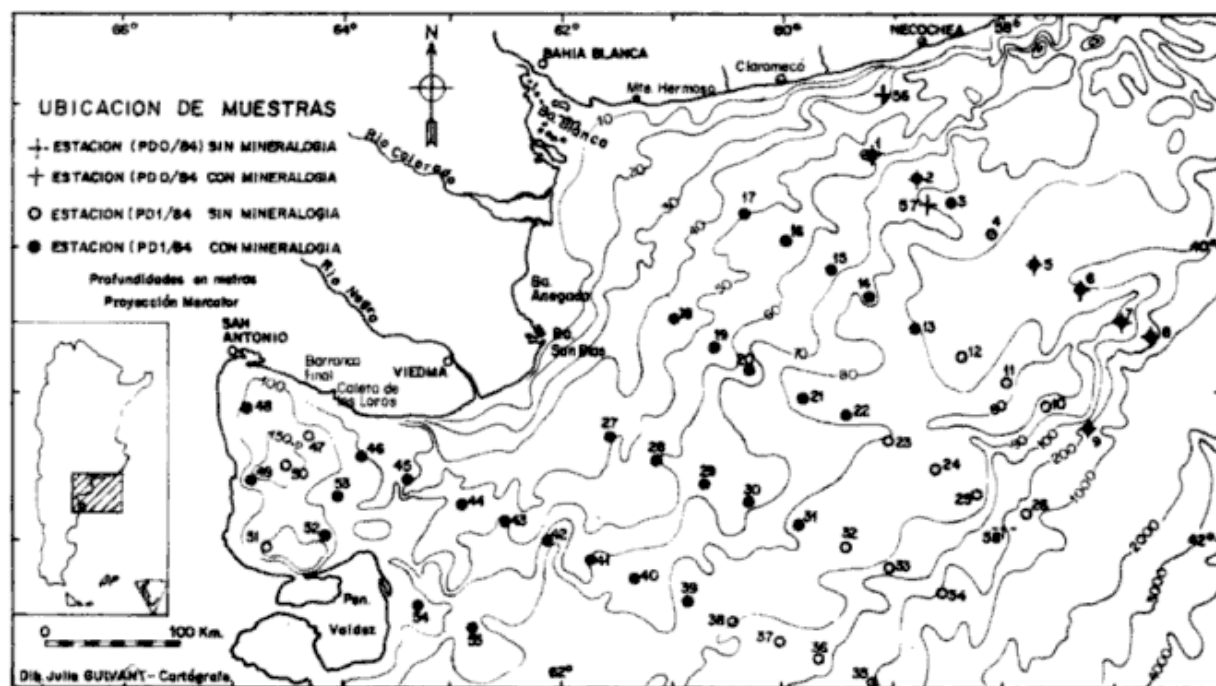


Figura 1.— Mapa de ubicación.



una descripción expeditiva del tipo de sedimento (textura, color, contenido biogénico, etc.).

Para la separación granulométrica de las muestras se utilizó una columna de tamices con intervalo de 1/2. La fracción menor a 62 micrones fue analizada por el método de la pipeta en los casos que la misma superó el 10 % en peso del total de la muestra.

El estudio mineralógico se realizó sobre el grado 3 de la escala de Krumbein (1934) que, en la mayoría de los casos, coincide con la fracción modal. Previamente se separaron los minerales livianos y pesados con bromoformo ( $D = 2,86$  a  $20^{\circ}\text{C}$ ) en embudo separador. Las muestras se montaron en líquido de inmersión ( $n = 1,54$ ) y se estudiaron con microscopio ORTHOLUX II POL-BK de Leitz.

### RASGOS MORFOLOGICOS DE LA PLATAFORMA

Diversos autores se han ocupado de las características morfológicas y geológicas de la plataforma continental argentina. Algunos han sintetizado el grado de conocimiento alcanzado sobre este ambiente, si bien, por no contarse con datos suficientes, las postulaciones formuladas en muchos casos son susceptibles de estudios más detallados.

Entre los principales trabajos que resumen el conocimiento general sobre este tema podemos citar: Lonardi y Ewing (1971), Ewing y Lonardi (1971), Urien y Ewing (1974) y Mouzo (1982).

El área en estudio se ubica sobre el sector más plano de la plataforma, con una profundidad promedio de 80 m y una pendiente de fondo de 1:10000 (Lonardi y Ewing, *op. cit.*). El ancho máximo se ubica al sur del río Colorado, con valores de 380 km (Urien y Ewing, *op. cit.*). El borde de plataforma se sitúa entre las isobatas de 140 m y 165 m donde el brusco cambio de pendiente marca el descenso hacia el talud continental muy próximo.

A la altura de los  $42^{\circ}$  latitud sur, la isobata de 100 m se desvía hacia el suroeste aproximándose al continente lo que determina que, para una misma longitud, la plataforma se profundiza hacia el sur.

El relieve submarino actual no presenta marcadas variaciones; es un fondo chato, que, hacia la parte externa, manifiesta suaves ondulaciones de muy poco relieve. Hacia el talud, las irregularidades son más notables, sobrepasando el

borde de plataforma a los 140 m de profundidad. Los desniveles de relieve no superan los 20 m; estas diferencias topográficas del sector profundo pueden relacionarse en parte con antiguos niveles de playa y con plataformas de abrasión de olas.

Algunos accidentes topográficos característicos de este sector son:

1) *escalones* - son más o menos paralelos a la línea de talud. Groeber (1952) señala tres principales a profundidades entre 35 m y 40 m, 80 m y 85 m y 120 m y 130 m, que denomina gradas, cuyo origen lo atribuye a las oscilaciones del mar en su etapa transgresiva. La presencia de escalones y pequeñas terrazas han sido igualmente hallados en el borde de la plataforma exterior.

2) *ondas de arena* - se presentan hacia la costa series de dunas submarinas, con disposición ligeramente oblicua, y posiblemente activas en aquellos sectores donde las corrientes de marea pueden transportarlas. Se mencionan dos grupos importantes: uno se encuentra en la costa sur de la provincia de Buenos Aires y sus alturas no sobrepasan los 4 m frente a la ría de Bahía Blanca y superan los 9 m a la latitud de bahía San Blas (Mouzo *et al.* 1974); el otro se ubica en el sector norte de la boca del golfo San Matías, con alturas de hasta 17 m (Pierce *et al.* 1969).

3) *engolfamientos* - se presentan hacia el borde de plataforma, delineados por la isobata de los 100 m; los principales son: Bahía Blanca y Río Negro. Su origen se relaciona a la construcción de frentes deltaicos en un momento de retroceso marino.

4) *canales sepultados* - se observaron en la superficie de contorno de la plataforma; corresponderían a estuarios regresivos en las llanuras costeras de los ríos Colorado y Negro, producidos durante la máxima regresión marina. Los ríos alcanzarían el límite de plataforma con sus cursos aproximadamente ortogonales, descargando sus sedimentos y produciendo erosión al mismo tiempo.

5) *bahías y golfos* - la plataforma interior se proyecta hacia la costa a través de una serie de amplias bahías y golfos entre los que se destacan a) la bahía Blanca, con forma de embudo abierto hacia la plataforma y con pendiente gradual hacia el sudeste; b) el golfo San Matías, que constituye una verdadera depresión cerrada, cuyo fondo, con profundidades próximas a los 200 m superan a las correspondientes al borde de plataforma para esa misma latitud, que al-

canzan los 150 m. La boca del golfo está ocupada por un escalón elevado que la separa de la plataforma interior, en la cual se desarrollan las ondas de arena ya mencionadas, atribuibles a fuertes corrientes de marea que actúan en dicho sector.

Una característica común a ambos accidentes costeros es la falta de ríos importantes que viertan caudales significativos y, consecuentemente, la ausencia de sedimentos actuales de tipo fluvial.

### RASGOS SEDIMENTOLOGICOS

La cubierta sedimentaria es predominantemente arenosa, con valores que superan el 80 % en dicha fracción. El diámetro medio oscila entre los grados 2 y 3. Es una arena cuarzo feldespática de color gris parduzco y buen grado de selección. Cubre uniformemente la plataforma estudiada.

Hacia la bahía Blanca y el golfo San Matías los sedimentos se hacen más limosos con diámetros medios que van de 3 a 4. En el área de Bahía Blanca-San Blas, estos sedimentos podrían relacionarse con materiales aportados por el río Colorado que quedan atrapados en las bahías Blanca y Anegada y sus plataformas internas adyacentes.

La depresión central del golfo San Matías está cubierta por sedimentos arcillosos verde parduzcos cuyo origen se vincula ya sea a sedimentos actuales transportados en suspensión por el río Negro y llevados por corrientes de marea, o bien a un depósito relictivo de un antiguo sistema de drenaje dentro del golfo.

Acompañan a estos sedimentos de golfos y bahías depósitos de tamaño grava que representan concentraciones bioclásticas en forma de bancos o barreras, limpios o mezclados con arena, probablemente remanentes de áreas sublitorales o depósitos costeros. En la zona litoral próxima al sector río Colorado-río Negro y en la boca del golfo San Matías, aparecen depósitos de rodados patagónicos cuyo origen puede atribuirse a abrasión marina, o bien a transporte por ríos que erosionan depósitos continentales holocenos ricos en rodados.

De acuerdo a Urien y Ewing (*op. cit.*) la ausencia de materiales finos (limo-arcilla) en la cubierta sedimentaria reciente de la plataforma, se debería a que el aporte de tales materiales por los ríos actuales, se limitaría al área costera y plataforma interior vecina a sus desemboca-

duras. Sin embargo, según Siegel (1973), es muy probable que dichos ríos hayan contribuido con material lutítico hacia sus sitios deposicionales actuales en la cuenca oceánica en un pasado reciente, cuando el alcance de los sistemas fluviales se extendía más hacia el este.

### RASGOS MORFOLOGICOS COSTEROS

El alineamiento general costero tiene dirección noreste-suroeste, paralelo al borde de plataforma y discordante con los rasgos geológicos dominantes. Son costas de tipo "atlántico" y, desde el punto de vista de la tectónica de placas, son de "borde de arrastre" con "planicies extensas" en la mayoría de los casos (Mouzo, 1982).

Esquemáticamente el sector de costas en cuestión, puede clasificarse en dos tipos: a) *bajas*: abarcan el litoral bonaerense hasta la desembocadura del río Negro. Se presentan distintas clases, siendo las dominantes las de tipo planicie costera, características del área de la bahía Blanca, donde, con algunas modificaciones pasan a las de cangrejales y llanuras de marea. Las costas del río Colorado podrían considerarse de carácter deltaico. Entre Monte Hermoso y Necochea alternan costas rectificadas con pequeñas barrancas, con aquellas de acumulación de dunas eólicas.

b) *altas*: se extienden a lo largo del litoral patagónico. Están representadas por acantilados erodados por olas entre la desembocadura del río Negro y la península de Valdes. Algunos sectores restringidos responden al tipo de costas bajas con planicies de marea, como en Caleta de los Loros y la bahía de San Antonio, donde existen espigas que la protegen.

Las irregularidades costeras se atribuyen al control estructural y a la litología, que preserva los sectores más resistentes a la erosión constituyendo salientes, en detrimento de aquellos menos resistentes que permiten el avance del mar sobre el continente.

### EVOLUCION GEOLOGICA DE LA PLATAFORMA

De acuerdo con Urien y Ewing (*op. cit.*), la evolución de la sedimentación reciente de la plataforma continental está relacionada con las oscilaciones del nivel del mar y la fusión de los hielos acaecida durante los períodos interglacia-

res de los últimos 18.000 años, y durante la época post-glaciar ocurrida con posterioridad al Pleistoceno superior. Estas variaciones del nivel marino determinaron que los sedimentos fueran transportados por los ríos hasta el borde de plataforma, que constituyó el máximo nivel regresivo.

Estos sedimentos que formaron depósitos deltaicos o estuáricos, fueron retransportados por deriva litoral de corrientes semipermanentes a lo largo de esa línea de costa. Posteriormente, durante la etapa transgresiva, se produjo la migración de dicha línea hacia el oeste, y la invasión de la planicie costera, donde los ríos conservaron su modelo distributivo, posiblemente como estuarios inundados en regresión. Al mismo tiempo, las formas litorales constructivas o destructivas se iban formando.

La modelación transgresiva holocena produjo una redistribución de los sedimentos arenosos de la plataforma los cuales pueden ser clasificados en dos tipos: 1) sedimentos relictos, producto de la acción constructiva-erosiva del mar que afecta al fondo de la plataforma y modifica los elementos morfológicos preexistentes; 2) sedimentos modernos, aportados por los ríos y modelados por procesos costeros actuales.

En el área en estudio han hecho sentir su influencia los ríos Colorado y Negro, los que probablemente tuvieron una mayor corriente y capacidad de carga suspendida durante el Holoceno. En este período alcanzaban el borde de plataforma, donde construyeron deltas, estuarios y bahías y distribuyeron una gran cantidad de sedimentos terrígenos arenosos en la plataforma continental.

La transgresión holocena produce el retroceso de la línea de costa e inunda las unidades morfológicas, las que son sepultadas por sedimentos arenosos cuasi autóctonos, producto de la redistribución de los ya existentes. Estos materiales recubren la planicie costera creando un nuevo relieve de fondo escalonado por retracción de los sedimentos relictos, en especial en áreas someras donde se puede sentir la influencia de olas y corrientes.

Tal sería el origen de la cubierta sedimentaria de la plataforma antes mencionada que, en el sector estudiado, estaría marginada por la isobata de los 100 m que la cruza diagonalmente a partir de la latitud 42° sur y que marcaría el límite de aporte de los ríos Colorado y Negro.

En cuanto a la actual morfología litoral ya descrita, está dominada por caracteres destructivos, debido a la influencia de olas y mareas,

en particular en el ambiente deltaico del río Colorado al sur de la bahía Blanca y las costas del golfo San Matías.

Los sedimentos finos aportados por los ríos ya mencionados, que han mermado posiblemente sus caudales en la actualidad, son redistribuidos a lo largo de las costas por corrientes litorales hacia el norte en la bahía Blanca y hacia el sur en el golfo San Matías. Este último constituye una cuenca deprimida, probablemente pre-pleistocena, cuyo fondo, como ya se mencionara, está cubierto por una gruesa capa de sedimentos arcillosos homogéneos. Estos habrían ingresado por la boca del golfo, transportados por corrientes de marea, que allí circulan en sentido contrario a las agujas del reloj (Pierce *et al.*, *op. cit.*).

## ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

### Caracterización granulométrica

Para la determinación del carácter granulométrico y de los parámetros estadísticos de los sedimentos estudiados, se utilizó un programa de computación denominado Granus desarrollado por Perillo *et al.* (1985).

En términos generales pueden agruparse de la siguiente forma: a) sedimentos de plataforma, con predominio de arena fina, variando a muy fina y mediana según los casos; b) sedimentos del golfo San Matías primordialmente limosos a limo-arcillosos, que gradúan a arenosos finos hacia la zona litoral.

En la figura 2 se muestra la relación fango-arena-grava para cada estación que evidencia esta distribución.

El área ubicada frente a la desembocadura del golfo San Matías y península de Valdes, a la altura de la latitud del río Negro, contiene mezcla de grava, fundamentalmente de restos de conchillas actuales. En la estación 54 constituye un 62 % del total del sedimento y disminuye gradualmente hacia el noreste hasta un 5 % en la estación 18 (véase figura 2).

El mapa de la repartición de la media del sedimento (Mz) que se observa en la figura 3, evidencia igualmente este comportamiento.

En plataforma la media varía entre 2 y 3 en el rango de arena fina de la escala phi de Krumbein (*op. cit.*).

En el golfo San Matías el rango abarca entre 3 y 7,7 con predominio de limos.

Los valores negativos máximos, -2 y -3, correspondientes a la clase "guija" se ubican fren-

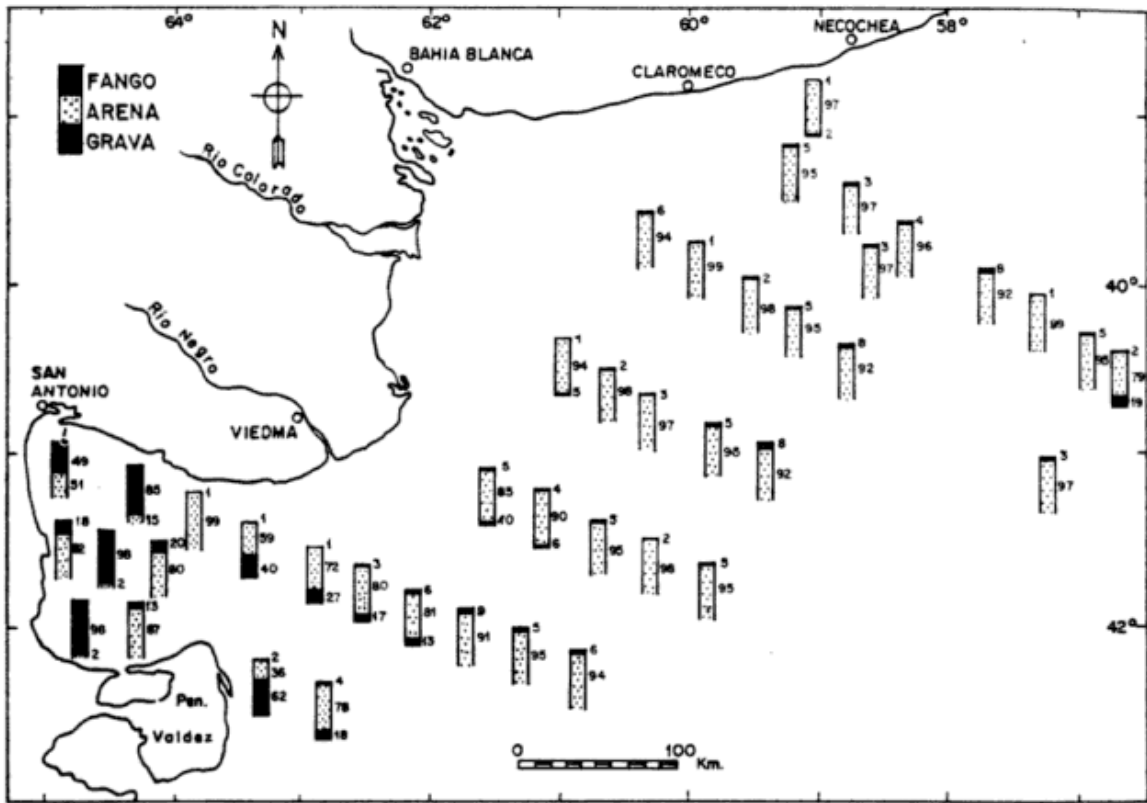


Figura 2.— Relaciones porcentuales de las fracciones granulométricas.

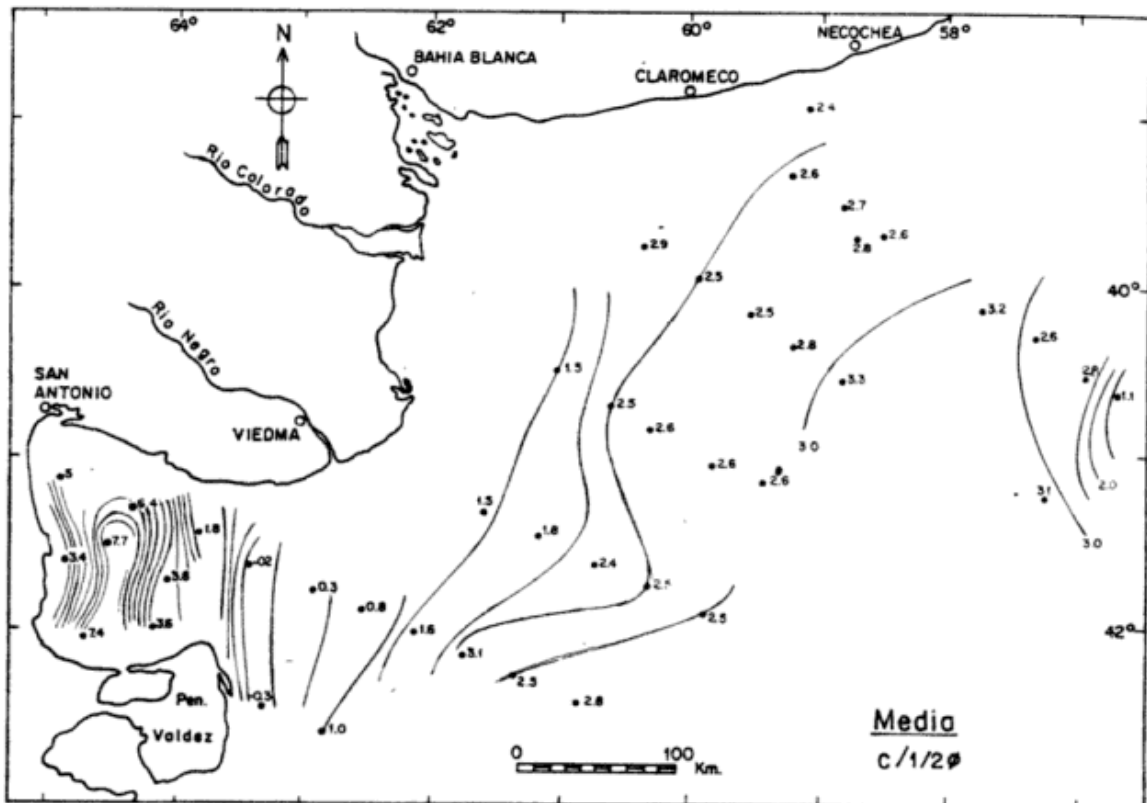


Figura 3.—Distribución de sedimentos.

te a la península de Valdes y a la desembocadura del golfo San Matías, disminuyendo hacia el noreste.

La distribución granulométrica observada coincide en términos generales con la formulada por Voza *et al.* (1974) para la repartición esquemática de las texturas de sedimentos totales en este mismo sector.

### Caracterización mineralógica

En las 39 muestras estudiadas se determinaron las siguientes especies mineralógicas: 1) Minerales livianos: cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásicos, vidrio, alteritas, pastas de rocas y bioclastos.

2) Minerales pesados: se observaron 17 especies, algunas de ellas solamente como trazas (menor del 1 %), o que aparecen en una única estación en esa proporción. Se distinguen: augita, hipersteno, alteritas, opacos, hornblenda (verde, parda y lamprobolita), epidoto, granate, turmalina, zircón, topacio, andalucita, sillimanita, dióxido, zoisita y piedmontita.

La relación porcentual promedio de livianos a pesados es de 24:1, con excepción de las estaciones 43 al 46 donde varía desde 4,7:1 a 1:1.

En la fracción livianos, las alteritas constituyen más del 50 % del total de las especies presentes; el cuarzo oscila en un valor promedio del 25 % y los feldespatos totales (plagioclasas más feldespatos alcalinos) en el 20 %.

Una sola muestra, en la estación 48, presenta un valor anómalo de vidrio con 24 %; las restantes no sobrepasan en promedio al 2 %.

Los bioclastos sólo superan saltuariamente el 2 %, con excepción de las muestras del golfo San Matías y frente a la península de Valdes, donde oscilan entre el 8 % y el 15 %.

Entre los minerales pesados, los piroxenos (augita e hipersteno) y las alteritas constituyen aproximadamente el 80 % del total de la fracción, seguidos por un 10 % en promedio de opacos. Los restantes, salvo los anfíboles, sólo aparecen en muestras aisladas y en porcentajes inferiores al 1 %.

En general la augita predomina sobre el hipersteno. En cuanto a los tipos de anfíboles, éstos no muestran ninguna tendencia definida en su repartición.

Con el objeto de analizar los esquemas distributivos, se confeccionaron mapas de isopletas para las especies dominantes de cada fracción. Algunas de las características observadas son las siguientes:

a) un rango común a dichos mapas es que los campos de concentraciones máximas y mínimas definidos por las isopletas, se orientan en general en plataforma con sus ejes mayores en dirección sudoeste, aproximadamente paralelos a las isobatas; en el golfo, la orientación es oeste noroeste-este sudeste, y menos frecuentemente, forman núcleos cerrados.

b) *piroxenos totales* - reúne augita e hipersteno por mostrar tendencias similares. En plataforma las máximas concentraciones tienden a ubicarse en sectores próximos a la costa, por ejemplo frente a Necochea-Claromecó y hacia el borde de plataforma a los 41° latitud sur, amplios sectores de mínimos ocupan el resto. En el golfo, una alta concentración se vincula a la costa norte, mientras que un amplio mínimo ocupa la costa sur (véase figura 4).

c) *anfíboles totales* - en plataforma presentan una serie de mínimos alineados en dirección suroeste-noreste que culminan en la costa frente a Necochea, y máximos alineados con la misma orientación que marcan un incremento hacia el talud. Otro máximo se orienta hacia la plataforma interior de la bahía Blanca. El golfo está cubierto por un extenso máximo con orientación noroeste-sureste, insinuándose una disminución hacia la desembocadura del río Negro (véase figura 5).

d) *minerales opacos* - se destacan dos máximos, uno alargado hacia el sur abierto en dirección a la costa de Claromecó-Necochea y otro en la boca del golfo que se dirige a la desembocadura del río Negro. El resto sólo presenta concentraciones mínimas.

e) *granate* - se encuentra en bajas proporciones pero tiene una gran distribución. En plataforma aparecen dos máximos orientados al oeste-sudoeste, con la más alta concentración frente a las costas de Necochea-Claromecó. Existe un máximo frente a la península de Valdes y la boca del golfo, que penetra en el mismo y se desarrolla a lo largo de su costa boreal. Los sectores de mínima se distribuyen en la zona central y sur del área estudiada y en vinculación con la costa austral del golfo y el borde de plataforma (véase figura 6); en la misma se señalan también las tres estaciones donde se observaron otros minerales metamórficos en forma de trazas, tales como andalucita y sillimanita y también dióxido de origen no determinable.

f) *epidoto* - muestra una distribución bien definida. Una amplia franja de máximas concentraciones se extiende desde frente a la

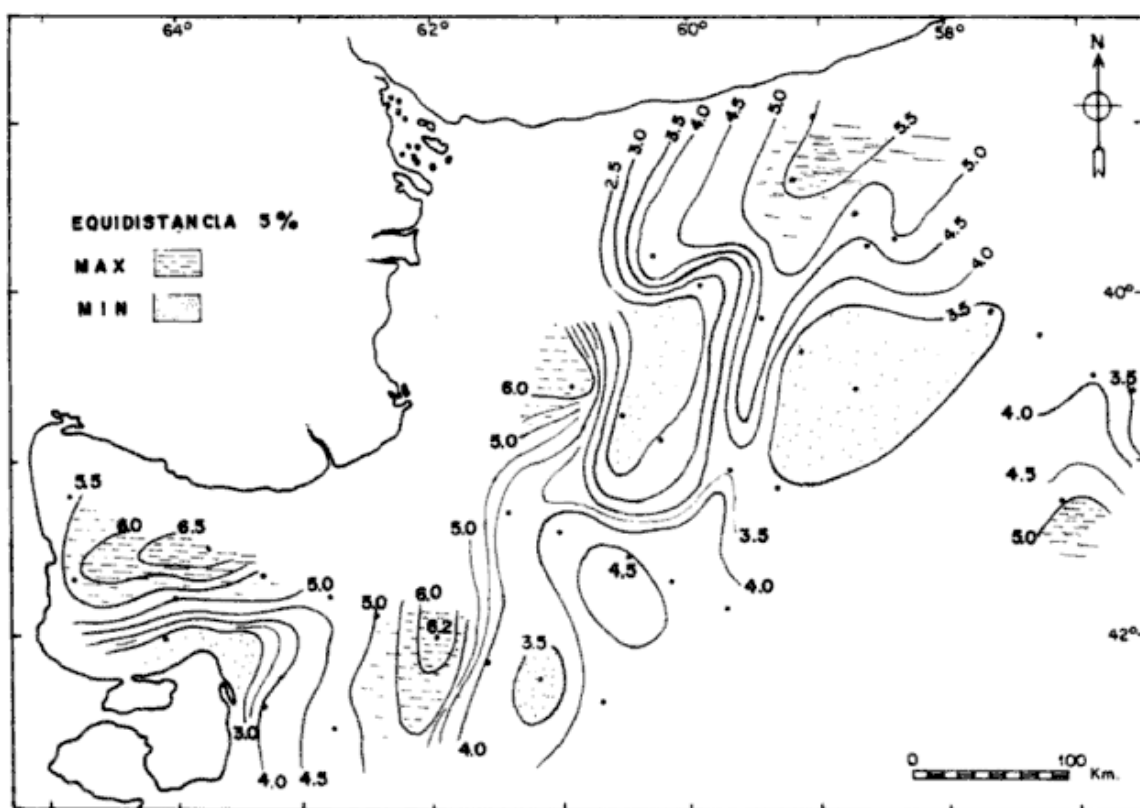


Figura 4.— Isopletas de piroxenos totales.

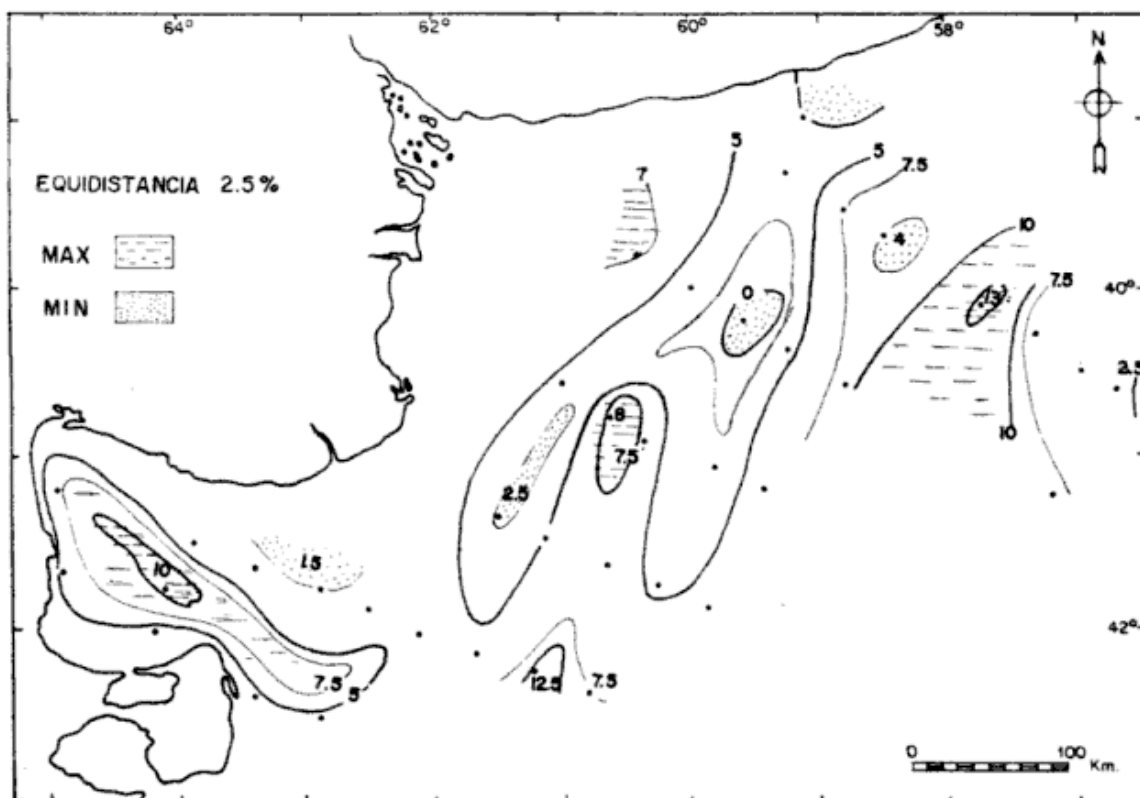


Figura 5.— Isopletas de anfíboles totales.

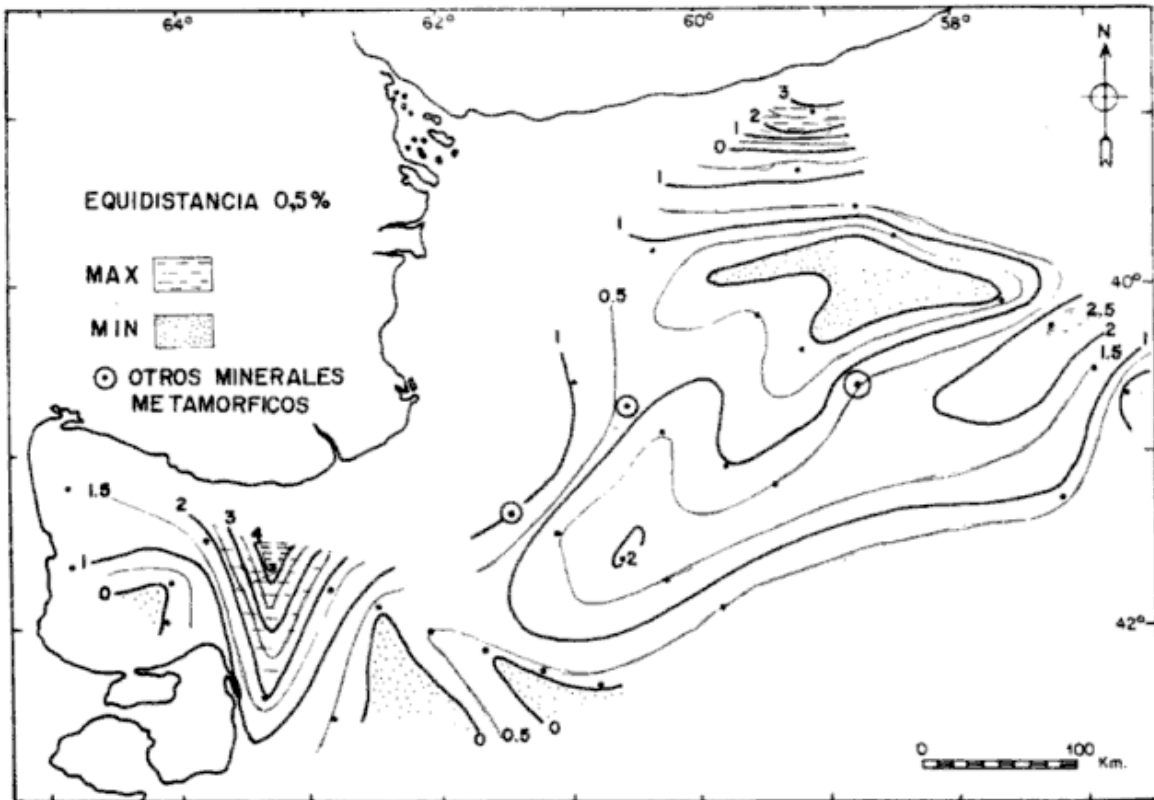


Figura 6.— Isopletas de granate.

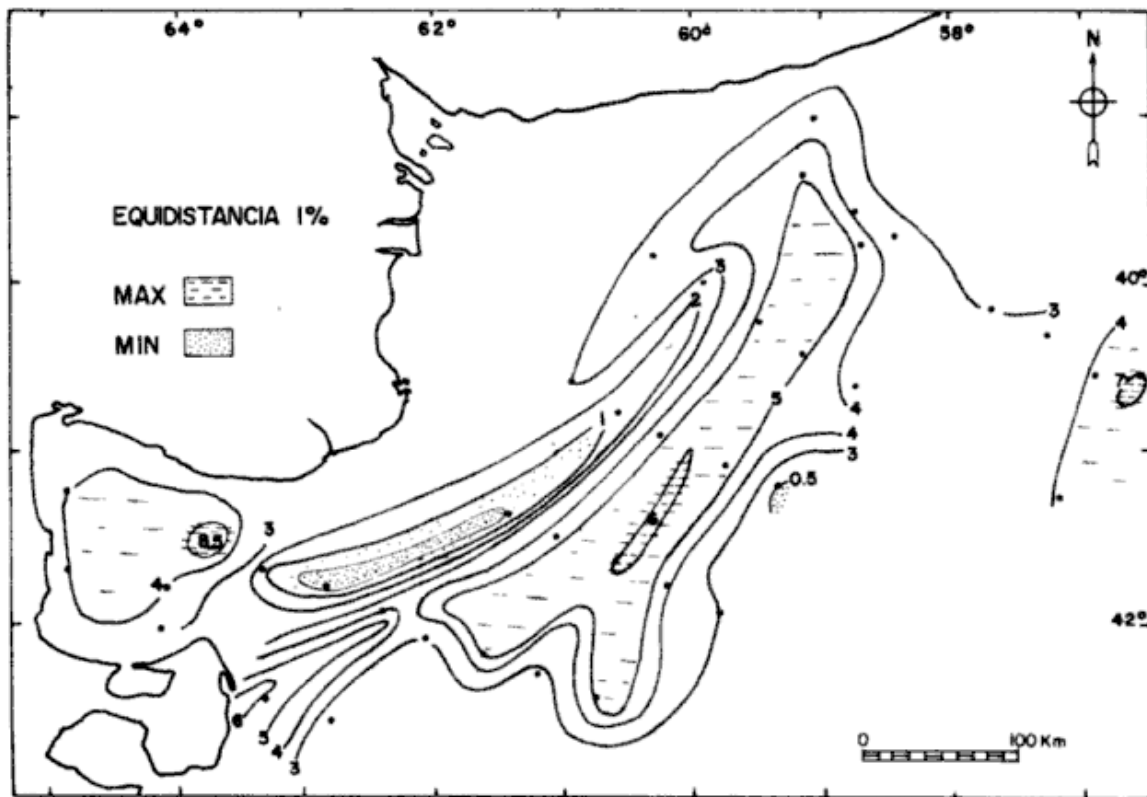


Figura 7.— Isopletas de epidoto.

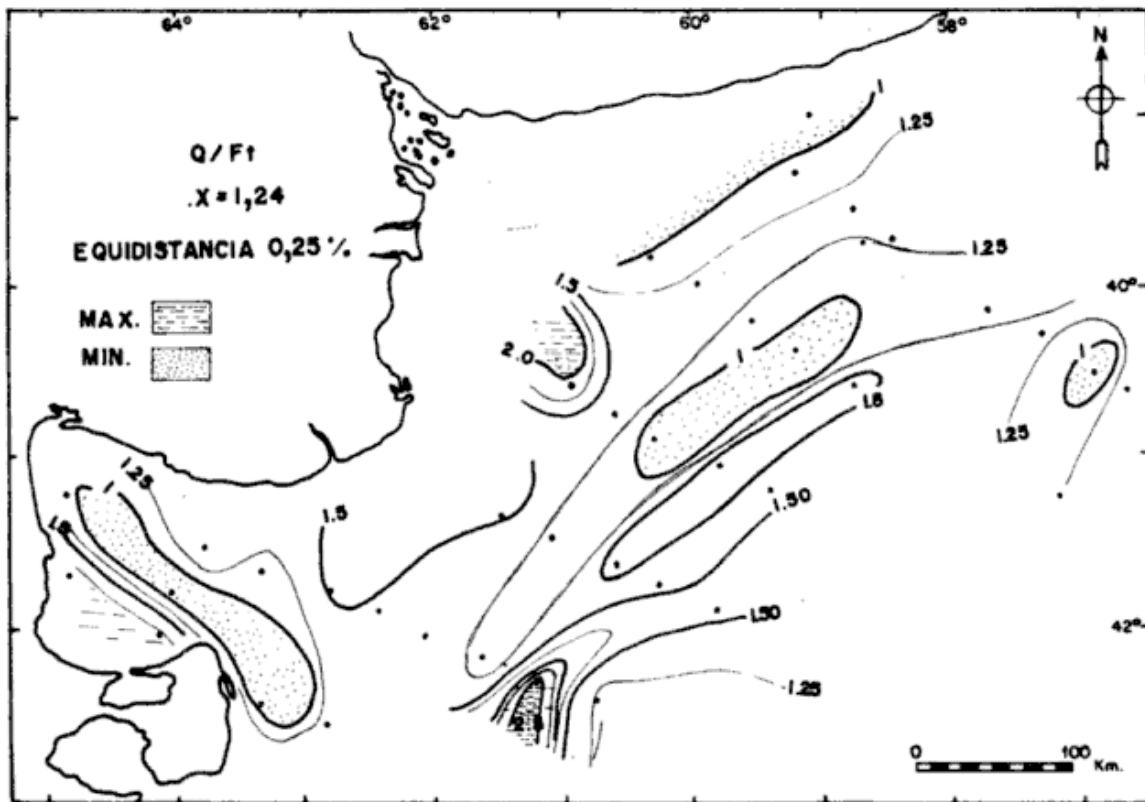


Figura 10: Índice de madurez.

península de Valdes hasta la costa Claromecó-Necochea con dirección sudoeste, flanqueada por mínimos de igual orientación. Otro máximo se presenta en el borde de plataforma. El golfo está ocupado en su totalidad por altas concentraciones (véase figura 7).

g) *cuarzo* - se distribuye muy regularmente; una estrecha franja de dirección sudoeste presenta valores mínimos y está limitada al noroeste y sureste por sectores de máximas concentraciones. Su extremo terminal al noreste se abre en dos ramas, mientras que su extremo sudoeste se vincula al mínimo que, con orientación noroeste ocupa totalmente el golfo (véase figura 8).

h) *feldespatos totales* - predominan las bajas concentraciones tanto en el golfo como en la plataforma. En esta última y frente a la península de Valdes aparecen máximos aislados y alargados aproximadamente en dirección sudoeste. Merecen destacarse las altas concentraciones frente a la costa este-oeste de la provincia de Buenos Aires y en el borde de la plataforma (véase figura 9).

### MADUREZ MINERALOGICA Y SELECCION

Teniendo en cuenta que la madurez mineralógica es un indicador del grado de evolución del sedimento hacia un estadio final y que puede expresarse como una relación de la estabilidad de los minerales que lo componen, se ha trazado un mapa donde se representa el índice de madurez en base a la relación cuarzo/feldespatos totales, tal como lo define Pettijhon (*op. cit.*), (véase figura 10), donde predominan los valores mínimos para dicho índice, lo que indica el grado de inmadurez generalizado de estos sedimentos. De acuerdo con el autor antes mencionado, este valor permitiría definir a los sedimentos de la plataforma como arenas arcósicas, por cuanto aquí se presenta también buen grado de selección, posiblemente vinculado con un largo transporte en la etapa fluvial a través de la plataforma.

De acuerdo con el índice de selección de Folk y Ward (1957), los primeros la presentan entre moderada a muy buena, mientras que los segundos conjuntamente con los ubicados en la



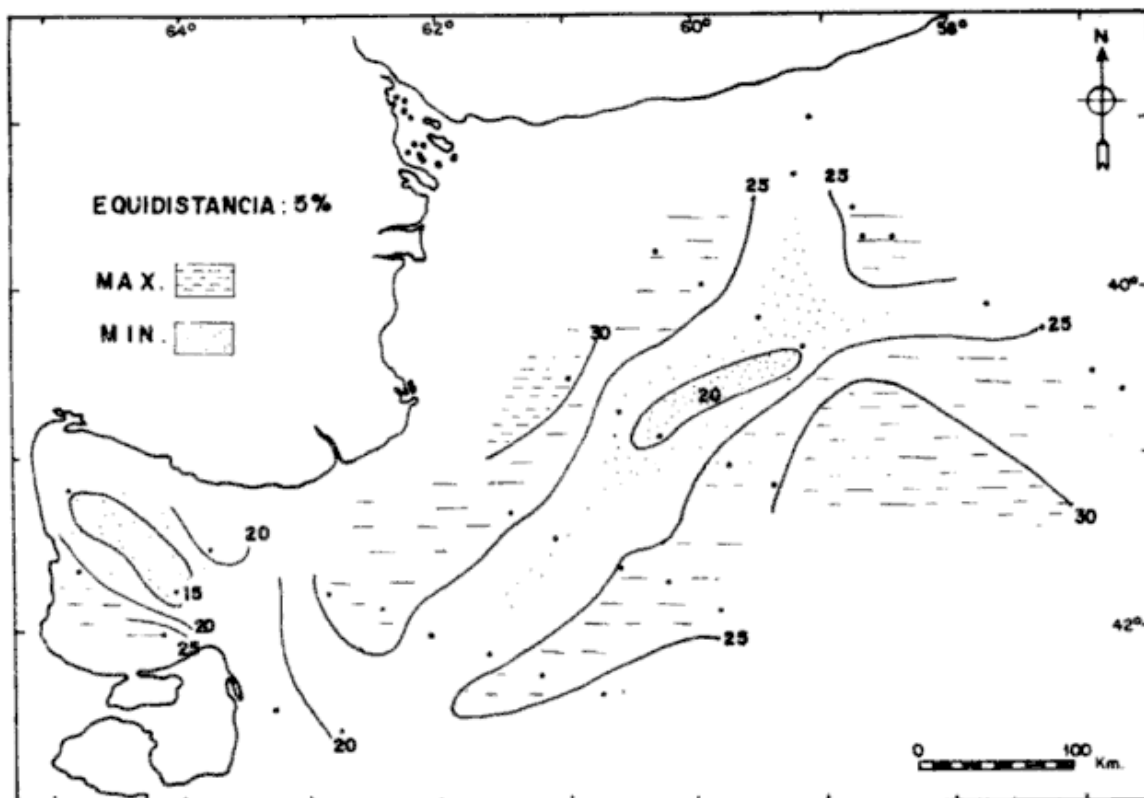


Figura 8.— Isoplethas de cuarzo.

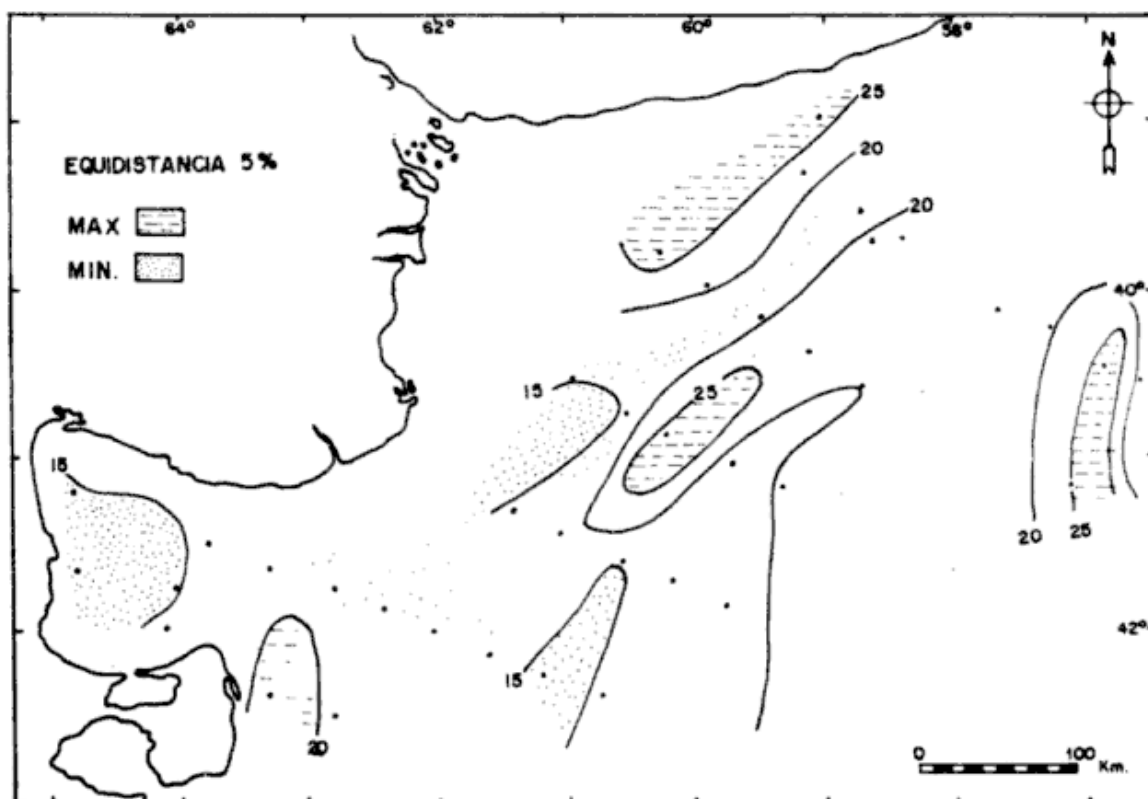


Figura 9.— Isoplethas de feldspatos totales.

plataforma frente al golfo y a la península de Valdez, son de selección pobre a muy pobre. Este hecho se relaciona con la presencia de importantes "colas" de material fino y grueso en las respectivas áreas mencionadas en último término.

Más exacta sería entonces la denominación de "arcosa plagioclásica", de acuerdo con la definición del Diccionario Sedimentológico de Teruggi (1982).

En el golfo el sedimento puede ser clasificado como una "wacke arcósica", de acuerdo con la clasificación de Williams *et al.* (*op. cit.*), ya que el contenido o mezcla de sedimento fino limo-arcilloso, supera el 10 % del total, lo que indicaría una pobre selección para este ambiente.

En general los sedimentos de la plataforma y del golfo son inmaduros aunque cabe señalar que, de acuerdo con el índice de selección de Folk y Ward (1957), los primeros la presentan entre moderada a muy buena, mientras que los segundos conjuntamente con los ubicados en la plataforma frente al golfo y a la península de Valdez, son de selección pobre a muy pobre. Este hecho se relaciona con la presencia de importantes "colas" de material fino y grueso en las respectivas áreas mencionadas en último término.

Si bien se desconocen las causas de esa notable diferencia, se estima como probable que la misma esté relacionada a rasgos diferenciales en las fuentes de aporte y/o a las condiciones dinámicas de erosión y transporte característicos de cada ambiente.

La pobre selección de la arena con grava de bioclastos observada en la plataforma inmediata al golfo San Matías, por ejemplo, podría atribuirse a la dispersión reciente de fragmentos de conchillas provenientes de la destrucción de los bancos existentes en las aguas litorales del área.

## INTERPRETACION DE RESULTADOS

La composición mineralógica determinada para estos sedimentos, así como su distribución areal que se muestra en los mapas de isopleas, permiten formular una serie de consideraciones:

1) En general puede señalarse uniformidad composicional en la asociación estudiada, tanto en la fracción de livianos como de pesados. En cuanto a la distribución, si bien presenta características variadas para las principales especies mineralógicas estudiadas, no muestran tendencias que permitan distinguir áreas de dominio que posibiliten la diferenciación de zonas o pro-

vincias de rasgos claramente definidos. Sólo pueden señalarse algunas tendencias particulares y localizadas que pueden ser importantes por vincularse con áreas litorales de mineralogía conocida.

2) Se destaca sin embargo una tendencia en cuanto a la forma de orientación de máximos y mínimos en los mapas de isopleas que, como ya se indicara, presentan dos modelos dominantes: uno para el área de plataforma y otro para el golfo San Matías. Dichos modelos se caracterizan por presentar su mayor desarrollo según una dirección dominante; ésta se ordena en la plataforma con rumbo aproximado entre nornoreste y el este-noreste y, en el golfo, lo hace con rumbo entre noroeste y oeste. Esta disposición podría explicarse en base a aspectos dinámicos. En la plataforma continental, el modelo de corrientes del mar epicontinental argentino para aguas de procedencia subantártica propuesto por Lusquiños *et al.* (1983) muestra un desplazamiento de dichas corrientes en dirección nornoreste que giran al noreste hacia el talud continental. Un esquema similar es aportado por Zyryanov *et al.* (1979). Consecuentemente con lo expuesto, los sedimentos serían transportados en tal dirección, lo que tendería a "alargar" los campos de máximos y mínimos. Influiría igualmente la morfología del fondo de la plataforma con "escalones" cuyos bordes tienen la orientación antes mencionada. En el golfo San Matías según Scasso (1985), el ingreso de las aguas superficiales se hace por el sureste y el egreso por el noreste, lo que implicaría una tendencia en el transporte de sedimentos del sureste al noroeste, en coincidencia con el mayor eje de estiramiento de máximos y mínimos.

3) La composición mineralógica global de estos sedimentos permite correlacionarlos con la denominada "asociación pampeano-patagónica" por Etchichury *et al.* (1960, 1963, 1965). Algunos rasgos destacables de esta asociación aquí estudiada son: a) alto porcentaje de minerales alterados que, entre los livianos, supera en promedio el 50 % y entre los pesados el 35 %; b) bajo contenido de vidrio, inferior al 5 %, con excepción de la muestra 48, ubicada en el golfo, que contiene un 24 %; c) alto contenido de feldespatos totales con relación al cuarzo, lo que determina un índice de madurez  $Q/F_t = 1,24$ , por lo que estos sedimentos pueden considerarse inmaduros; d) de acuerdo con Firek *et al.* (1977), si tomamos la relación zircón + turmalina/piroxenos + anfíboles como índice de estabilidad y madurez sedimentaria, se obtiene un valor de  $(Zr + Tu/Px + Af) = 0,004$ . Este valor está

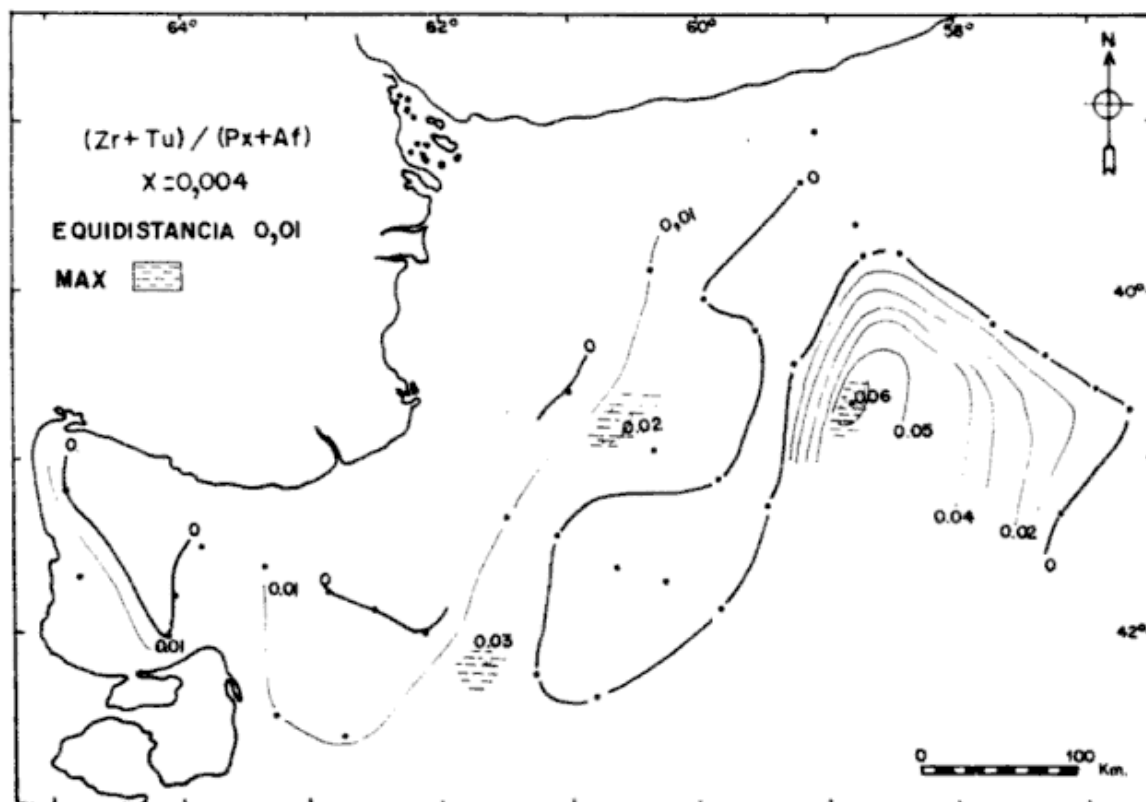


Figura 11: Índice de estabilidad.

muy por debajo de 0,2, lo que indicaría según el autor mencionado, un carácter muy inmaduro para estos sedimentos, atribuible a una carencia de estabilidad mineralógica determinada por el alto predominio de los minerales inestables en la fracción pesados (véase figura 11); e) la asociación de minerales metamórficos está integrada por granate, que es el más abundante y de mayor distribución, conjuntamente con andalucita y sillimanita de aparición solo muy esporádica en dos estaciones. No contándose con argumentos genéticos claros en contrario, podría asociarse a este grupo el epidoto que alcanza valores más significativos y tiene una distribución más regular. Tal carácter de asociación ya fue señalado por Etchichury *et al.* (1960); f) un interesante comportamiento puede observarse en las denominadas "alteritas", las que muestran una clara tendencia de disminución hacia el norte, si se compara su distribución con la señalada por otros autores. En el área aquí estudiada se determinó un porcentaje del 50 %, que coincide con el establecido por Mouzo *et al.* (1974) para un sector de la plataforma interior entre Bahía Blanca y Mar del Plata. Por su parte Cortelezzi *et al.* (1971) encuentran un 40 % para la plataforma frente a Mar del Plata.

Etchichury *et al.* (1960) indican sólo el 10 % frente a la desembocadura del Río de la Plata, sin mencionar la presencia de alterados para el área entre cabo Polonio y cabo Frío, Etchichury *et al.* (1965); si bien dan a entender un decrecimiento en el contenido de otras especies como pastas de roca y vidrio, por destrucción debida a la acción dinámica del transporte. Este comportamiento de las alteritas podría tomarse como un indicador válido de la migración de los sedimentos por acción de las corrientes de plataforma, las cuales según fuera determinado por los estudios de Lusquiños *et al.* (*op. cit.*) y Zyryanov *et al.* (*op. cit.*), se mueven en dirección noreste. La disminución observada podría vincularse a una mayor destrucción de las alteritas por acción del transporte en razón de su más fácil desintegración mecánica por estar constituidas de minerales arcillosos de alteración; g) un comportamiento similar aunque no tan evidente puede advertirse con respecto a los vidrios, ya que disminuyen también gradualmente hacia el noreste. Mucho más notable resulta la diferencia de distribución de dicho material entre la plataforma continental y el golfo San Matías. En la primera el porcentaje promedio es de 1,4 % mientras que en el segundo as-

ciende a 5,7 %. Esta particularidad ya ha sido observada por los autores en su estudio sobre los sedimentos de la bahía Blanca (Gelós *et al.*, 1985) donde determinaron un valor de 20,2 %. Por otra parte, los sedimentos de playa estudiados por Teruggi *et al.* (1959, 1964) a lo largo de la costa de la provincia de Buenos Aires muestran un valor promedio de 1,3 % para el tramo cabo San Antonio-bahía Blanca y de 1,4 % para el sector bahía Blanca-río Negro. Tal forma de distribución del vidrio podría explicarse en función de un comportamiento dinámico particular del mismo de acuerdo a su ambiente de deposición o, más probablemente, en el hecho de que, siendo las áreas de golfos y bahías ámbitos semicerrados de circulación restringida y menor energía, este material permanecería relativamente "inmóvil y protegido" y, en consecuencia, no podría ser destruido como lo sería a través de un largo e intenso transporte en la plataforma; h) un indicador similar, pero de significación más localizada en el área estudiada, estaría dado por el comportamiento de los bioclastos. Se ha observado que las muestras que los contienen en el tamaño arena (3) coinciden en general con aquellas que presentan el mayor porcentaje de bioclastos en el tamaño grava. Esta última está constituida en casi su totalidad por fragmentos de conchillas de especies actuales, que tiene su hábitat en la plataforma adyacente a las costas del golfo San Matías y de la península de Valdes. Además existe una relación cuantitativa entre ambas fracciones, por cuanto son abundantes en las mismas áreas de muestreo: estaciones 43-44-45-48-52-53 y 54 para el valor 3 y 42-43-44-45-54 y 55 para la fracción grava, con disminución en la misma dirección: estaciones 27-29 y 18 para el valor 3 y 27-28 y 18 para la fracción grava. Teniendo en cuenta que las muestras tomadas corresponden a sedimentos actuales de la superficie del fondo, esta tendencia podría estar indicando una migración del material sedimentario en dirección noreste, inducida por corrientes de plataforma, lo que aportaría una evidencia a tal sentido de circulación postulado por diversos autores como se señalara en el punto "f". El bajo grado de dispersión observado en la fracción fina con respecto a la gruesa podría relacionarse con el carácter relativamente reciente de dicha migración. En el golfo existiría un gradiente de baja energía ya que no se han encontrado fragmentos de conchillas en las muestras obtenidas a profundidades mayores a los 90 m, si bien en una de ellas (estación 48), existe uno de los valores

más altos de bioclastos en el grado 3. Además es conocida la presencia de colonias de bivalvos en las restingas cercanas al área costera en todo el golfo.

4) Desde el punto de vista textural los sedimentos estudiados pueden dividirse en dos grupos: los maduros, que comprenden a todos los sedimentos de plataforma, y los inmaduros en el golfo San Matías. Esta diferenciación permite entonces considerar dos ambientes cuyos comportamientos evolutivos han sido diferentes: a) la plataforma continental; b) el golfo San Matías. Como ya se señalara la historia evolutiva de la plataforma responde a un modelo deposicional de transgresión-regresión del tipo de sedimentación de plataforma autóctona descrito por Swift (1974). La distribución de los sedimentos recientes que cubren la superficie de la plataforma está relacionada con dicho modelo, particularmente al retrabajo de la transgresión holocena y, más actualmente, a la dinámica de las corrientes de plataforma. Esta conjunción dinámica sería la causa del carácter arenoso homogéneo de los sedimentos y de su significativa madurez textural. Sus componentes son principalmente terrígenos, los cuales integran depósitos de carácter fluvio-marinos. Cabe señalar también un aporte de origen glaciar y eólico. Tal característica podría derivarse de las determinaciones efectuadas por Krinsley *et al.* (1973) mediante estudios de exoscopia de granos de cuarzo en arenas de la plataforma continental argentina. Dichos autores reconocen cuarzo de origen glaciar, relacionado posiblemente a una fuente andina o continental pleistocena, sobre la cual se han sobrepuesto intensas marcas de origen fluvio-marino a través de una etapa de abrasión litoral y en plataforma; a éstos se incorpora material de dunas cuyo origen es eólico.

Los sedimentos del golfo son preponderantemente arcillosos a limo-arenosos y de bajo grado de selección. Se acumulan en la depresión central, la que se constituye en una "trampa de sedimentos", principalmente para los más finos, sin que se advierta un pasaje de material hacia la plataforma vecina. Tal circunstancia podría ser atribuida a la presencia del umbral existente en la boca del golfo donde se ha determinado la existencia de ondas de arena que derivarían lentamente hacia el oeste según lo establecido por So *et al.* (1974). En cuanto a la forma en que estos sedimentos finos han sido aportados, parece poco probable poder asociarlos a un transporte actual de sedimentos desde el río Negro captados por corrientes litorales y transportados

por deriva al golfo tal como lo postulan Pierce *et al.* (*op. cit.*). El volumen de sedimentos finos que transporta dicho río puede considerarse escaso teniendo en cuenta las acumulaciones arenosas que se manifiestan en su desembocadura. Por otra parte, Aliotta (1983) determinó una deriva para los sedimentos litorales desde el suroeste hacia el noreste, considerando mínima la contribución del material sedimentario aportado por el río Negro en la construcción de las playas vecinas al sur de su desembocadura. No existen por lo tanto actualmente sistemas fluviales que aporten volúmenes importantes de material fino al golfo. Puede pensarse en consecuencia que dicho aporte estaría vinculado a un sistema de drenaje cuya configuración habría sido diferente a la actual, tal como lo proponen Urien y Ewing (*op. cit.*); sistema que podría relacionarse con el Gran Bajo de San Antonio y el área costera norte hasta la zona de Barranca Final y/o con los abanicos aluviales orientados descriptos por González Díaz y Malagnino (1984) que, con dirección general noreste y este, descienden desde la meseta de Somuncurá hacia el litoral atlántico en dirección al golfo San Matías.

Es importante señalar la presencia de otro sector con sedimentos texturalmente inmaduros, integrado por gravas arenosas y arenas gravosas ricas en detrito bioclástico. Estos últimos se redistribuyen por corrientes de plataforma que los transportan y mezclan con sedimentos arenosos, en dirección noreste, hacia donde decrecen en cantidad y tamaño.

## CONCLUSIONES

Luego del análisis de los resultados obtenidos se pueden establecer las siguientes conclusiones:

Desde el punto de vista mineralógico, todas las especies halladas integran la "asociación pampeano-patagónica" definida por Etchichury y Remiro (1960). No se observan particularidades distintivas que permitan postular subdivisiones locales.

Un rasgo destacable es el incremento notable de alteritas y, en menor proporción, el de vidrio volcánico en el área de plataforma estudiada. Es probable que la disminución de estos materiales en dirección noreste hacia la plataforma uruguayo-brasileña, pudiera deberse a la degradación que los mismos

sufrirían en su transporte a lo largo de la plataforma llevados por corrientes marinas en virtud de la friabilidad y fragilidad de estos minerales. En cuanto al vidrio volcánico, se ha observado un notable aumento en las zonas semicerradas de golfos y bahías, lo que podría atribuirse a condiciones hidrodinámicas particulares de dicho material que favorecen su concentración, o al hecho de que en dichos ambientes están más "inmóviles" y no son destruidos por transporte.

Es evidente la inmadurez mineralógica de la asociación, tanto en función del índice dado por la relación  $Q/F_t = 1,24$ , que indicaría una escasa abrasión del sedimento, como en la relación  $(Z_r + Tu/P_x + Af) = 0,004$ , relacionada a la baja estabilidad mineralógica de la asociación. Este hecho estaría probablemente condicionado al carácter deposicional primitivo del material aportado, cuyo origen es pampeano-patagónico. Se trata en este caso de sedimentos "jóvenes", poco evolucionados y con un alto número de especies de minerales pesados.

Desde el punto de vista textural, pueden definirse dos ambientes característicos: a) la plataforma continental, con una buena selección y en general de composición relativamente homogénea, integrada por arenas finas a muy finas; b) el golfo San Matías, pobremente seleccionado, con sedimentos limo-arenosos a limo-arcillosos dominantes. Esta característica parece común con otros accidentes costeros de comportamiento similar, ya que Gelós y Spagnuolo (*op. cit.*) encontraron igual grado de selección para los sedimentos de la bahía Blanca, donde tampoco hay caudales fluviales significativos a los cuales atribuir el aporte de sedimentos finos. Dichos autores han observado iguales características en la bahía Anegada, al sur de la desembocadura del río Colorado.

La dispersión observada en los bioclastos en la plataforma a partir de la península de Valdes con dirección noreste, tendría carácter actual y se apoyaría en las hipótesis expresadas por autores ya citados anteriormente en cuanto a la existencia de un sistema de corrientes en la plataforma continental con sentido de circulación general hacia el norte.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al personal del Laboratorio de Geología Marina del I.A.D.O. por su colaboración en el procesado de las muestras y a los dibujantes J. Guivant y W. Melo que realizaron las ilustraciones.

## LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALIOTTA, S., 1983. *Estudio sedimentológico y de deriva litoral entre la desembocadura del río Negro y Playa Bonita, provincia de Río Negro*. Univ. Nac. Sur, I.A.D.O., Tesis de Lic., (inéd.), 58 p., Bahía Blanca.
- CORTELEZZI, C. R., U. R. COLADO, F. H. MOUZO y J. A. ROBBIANO, 1971. *Resultados de las campañas oceanográficas Mar del Plata I-V Carta batimétrica de la región de Mar del Plata*. Mus. La Plata, Rev., (nueva serie) Sec. Geol., VII: 207-232, La Plata.
- , 1963. *La corriente de Malvinas y los sedimentos pampeano-patagónicos*. Mus. Arg. Cs. Nat., B. Rivadavia e Inst. Nac. Cs. Nat., Cs. Geol., I (20): 1-11, Buenos Aires.
- , 1965. *Algunos sedimentos litorales y de la plataforma continental situados entre Cabo Polonio (R. O. del Uruguay) y Cabo Santo Tomé (Brasil)*. II<sup>o</sup> Jorn. Geol. Arg., Actas, III: 155-162, Buenos Aires.
- ETCHICHURY, M. C. y J. R. REMIRO, 1970. *Muestras de fondo de la Plataforma Continental comprendida entre los paralelos 34° y 36°30' de latitud sur y los meridianos 53°10' y 56°30' de longitud oeste*. Mus. Arg. Cs. Nat., B. Rivadavia, Rev., Cienc. Geol., VI (4): 198-263, Buenos Aires.
- EWING, M. y A. LONARDI, 1971. *Sediments transport and distribution in the Argentine Basin. Sedimentary Structure of the Argentine Margin, Basin and related provinces*. En: Ed. Pergamon Press, *Physics and Chemistry of the Earth*. VIII: 125-249, London.
- FIREK, F., G. L. SHIDELER y P. FLEISCHER, 1977. *Heavy-minerals variability in bottom sediments of the lower Chesapeake Bay, Virginia*. Mar. Geol., 23 (3): 217-235, Amsterdam.
- FOLK, R. L. y W. C. WARD, 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. Journ. Sed. Petrol., 27 (1): 3-26, Tulsa.
- GELOS, E. M. y J. O. SPAGNUOLO, 1985. *Aspectos mineralógicos de los sedimentos de fondo de la ría de Bahía Blanca, provincia de Buenos Aires*. I<sup>o</sup> Jorn. Geol. Bonaerenses, (en prensa), Tandil.
- GONZALEZ DIAZ, E. F. y E. MALAGNINO, 1984. *Geomorfología*. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*. IX<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Relatorio, 347-364, Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1952. *Glacial, tardío y post-glacial en Patagonia*. Mus. Munic. Cs. Nat. y Trad., Rev., I, entrega I: 79-103, Mar del Plata.
- HUBERT, J. F. y W. J. NEAL, 1967. *Mineral composition and dispersal patterns of deep sea sands in the Western North Atlantic Petrologic Province*. Geol. Soc. Am., Bull., 78 (6): 749-772, Boulder.
- KRINSLEY, D. H., P. E. BISCAYE y K. TUREKIAN, 1973. *Argentine Basin sediments sources as indicated by quartz surface textures*. Jour. Sed. Petr., 43 (1): 251-257, Tulsa.
- KRUMBEIN, W. C., 1934. *Size frequency distribution of sediments*. Jour. Sed. Petr., 4: 65-77, Tulsa.
- LONARDI, A. y M. EWING, 1971. *Sediments transport and distribution in the Argentine basin. The Bathymetry of the Continental margin, Argentine basin and other related provinces*. En: Ed. Pergamon Press, *Physics and Chemistry of the Earth*. VIII: 81-121, London.
- LUSQUIÑOS, A. J. y A. SCHROTT, 1983. *Corrientes en el mar epicontinental argentino en invierno*. Ed. SUBCYT, 74 p., Buenos Aires.
- MOUZO, F. H., 1982. *Geología marítima y fluvial*. En: *Cuántica Ed. S. A., Historia marítima argentina*. I: 47-117, Buenos Aires.
- , M. L. GARZA, J. F. IZQUIERDO y R. O. ZIBECCHI, 1974. *Contribución al conocimiento del sustrato en un sector de la plataforma continental argentina entre Mar del Plata y Bahía Blanca*. Contr. Cient. N<sup>o</sup> 12, I.A.D.O., Bahía Blanca.
- PERILLO, G. M. E., E. A. GOMEZ, S. ALIOTTA y D. E. GALINDEZ, 1985. *Granus: un programa FORTRAM para el análisis estadístico y graficado de muestras de sedimentos*. Asoc. Min. Petr. Sed., 16 (1-4): 1-6, Buenos Aires.
- PETTLIJHON, F. J., 1949. *Rocas sedimentarias*. Traducción del original inglés (1963), Ed. EUDEBA, 741 p., Buenos Aires.
- PIERCE, J. W., F. R. SIEGEL y C. M. URIEN, 1969. *Topografía submarina del Golfo San Matías*. VI<sup>o</sup> Jorn. Geol. Arg., Actas, III: 127-140, Buenos Aires.
- PUCCI, A. E., R. ASTEASUAIN, N. VILLA, R. LARA, C. RUSANSKY, O. GARCIA, J. MARCOVECHIO, A. ASTEASUAIN y J. CEJAS, 1985. *Nutrientes, factores químicos y físicos relacionados y perfiles STD en aguas de la plataforma continental argentina*. Inf. Tec., I.A.D.O., N<sup>o</sup> 11, 179 p., Bahía Blanca.
- SCASSO, L. M., 1985. *Algunas características oceanográficas del golfo San Matías*. Inst. Tec. Bs. As., Tesis de Lic., 62 p., (inéd.), Buenos Aires.
- SIEGEL, F. R., 1973. *Possible important contributors to Argentine Basin lutites: Argentine Rivers*. Mod. Geol., 1, 7 p., United Kingdom.
- SO, C. L., J. W. PIERCE y F. R. SIEGEL, 1974. *Sand waves in the Gulf of San Matías, Argentine*. Geogr. Ann., 56 A: 3-4, Stockholm.
- SWIFT, D. J. P., 1974. *Continental shelf sedimentation*. En: Ed. Burke & Drake, Springer Verlag, *The Geology of Continental Margin*. 117-137, New York.
- TERUGGI, M. E., 1982. *Diccionario sedimentológico*. Ed. Cient. Arg., Librart, I, 104 p., Buenos Aires.
- , E. CHAAR, J. R. REMIRO y T. A. LIMOUSIN, 1959. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca*. L.E.M.I.T., serie II, N<sup>o</sup> 77, 37 p., La Plata.
- , M. C. ETCHICHURY y J. R. REMIRO, 1964. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro*. L.E.M.I.T., serie II, N<sup>o</sup> 81, 54 p., La Plata.
- UNESCO, 1981. *Geología y geoquímica del margen continental del Atlántico sudoccidental*. Inf. UNESCO, Cs. del Mar, 12, 40 p., Montevideo.
- URIEN, M. C. y M. EWING, 1974. *Recent sediments and environments of southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Río Negro continental shelf*. En: Ed. Burke & Drake, Springer Verlag, *The Geology of Continental Margin*. 155-177, New York.
- VOZZA, O., D. SAVIO, M. RANDICH, H. MARTINEZ, A. STRADA, S. ALLEVATO, M. ETCHEGOIN y

*Asociación Geológica Argentina*

R. GIUSSI, 1974. Sedimentología de la plataforma continental Argentina. Texturas. S. H. N., H 669/1, 51 p., Buenos Aires.

WILLIAMS, H., F. J. TURNER y Ch. M. GILBERT, 1954. *Petrografía*. Ed. W. H. Freeman and Co., 406 p., San Francisco.

ZYRYANOV, U. N. y D. N. SEVEROV, 1979. *Water circulation in the Falkland-Patagonia region and its seasonal variation*. *Oceanology*, 19 (5): 518-522, Washington.

Recibido: 15 de octubre, 1986

Aceptado: 22 de setiembre, 1987

EDGARDO M. GELOS  
JORGE O. SPAGNUOLO  
GUILLERMO O. LIZASOAIN

CONICET - IADO  
Av. Alem 53  
8000 Bahía Blanca

# ANOMALIAS GRAVIMAGNETOMETRICAS DEL LITORAL PATAGONICO ENTRE ARROYO VERDE Y EL RIO CHUBUT

José Kostadinoff y Roberto Schillizzi

## RESUMEN

Las interpretaciones gravimagnetométricas de las mediciones realizadas en una faja litoral de 30 km de ancho, entre arroyo Verde y el río Chubut, determinaron la presencia de un conjunto de anomalías que permitieron proponer la existencia de fracturas, bloques y la posible litología del basamento geofísico.

Además se postula el hallazgo de un sistema de fracturas de rumbo norte-sur, noreste-suroeste y noroeste-sureste.

En lo referente a los bloques se destaca la presencia de varias geoformas, algunas de ellas nítidamente representadas por las alteraciones del campo gravitatorio en el sector norte del área estudiada.

Las distintas anomalías magnéticas habilitan a suponer la existencia de rocas, tales como, granitoides, riolitas y sedimentitas ferríferas.

## ABSTRACT

The gravimagnetometric interpretations made on a littoral zone of 30 km width (between Verde Creek and Chubut River) have brought in light the presence of several anomalies denoting the existence of fractures zones, blocks and allowing to infer the probably lithology of the geophysic basement.

Furthermore a system of fractures running N-S, NE-SE and NW-SE is postulated for this zone.

The blocks conform several landforms, one of them is strongly represented by the alterations of the gravimetric field on the northern part of study area.

The presence of rocks such as granitoids, riolites and feriferous sedimentites is inferred by the different magnetic anomalies.

## INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es tratar de dilucidar la estructura profunda en un sector de la región Norpatagónica. La misma comprende una faja litoral entre el arroyo Verde y la desembocadura del río Chubut, con una superficie de 11.000 km<sup>2</sup> (figura 1).

Las observaciones de los campos gravitatorios y magnéticos permitió analizar las anomalías presentes, para luego postular las soluciones geológicas a los problemas geofísicos hallados en la región.

Las perforaciones y líneas sísmicas ubicadas en las cercanías del área de trabajo, península Valdés, sirvieron además de apoyo a las distintas interpretaciones geológicas de: la estructura del basamento, la posible existencia de sedimentitas paleozoicas conteniendo minerales ferromagnéticos y la extensión de las efusiones riolíticas-mesojurásicas.

### Area de estudio

Comprende una faja cuya ubicación es: por el norte, el paralelo 42°; al sur el río Chubut; por el oeste el meridiano 65°15', y hacia el este

el Océano Atlántico. En este último sector se encuentran los accidentes geográficos de: los golfos San Matías, San José y Nuevo, el istmo Ameghino y la desembocadura del río Chubut.

Morfológicamente está encuadrada en el ambiente mesetiforme caracterizado por suaves lomadas que se interrumpen en una escarpa, luego del quiebre la planicie desciende hacia la ribera de los golfos y el valle del río Chubut.

Climáticamente es una zona semiárida con escasas precipitaciones y vegetación xerófila.

## ANTECEDENTES

Sobre el tema de la región norpatagónica se concretaron innumerables trabajos que han abarcado casi todas las especialidades de la geología.

Con el fin de no reiterar los antecedentes bibliográficos de la misma se citarán las investigaciones más específicas en el sector a considerar, las mismas comienzan en 1917 con los trabajos de Windhausen, siguiéndole Franchi *et al.* (1975), Stipanovic y Methol (1976), Haller (1976, 1978 y 1981), Chebli *et al.* (1978), Nakayama *et al.* (1978), y por último Cortés (1981



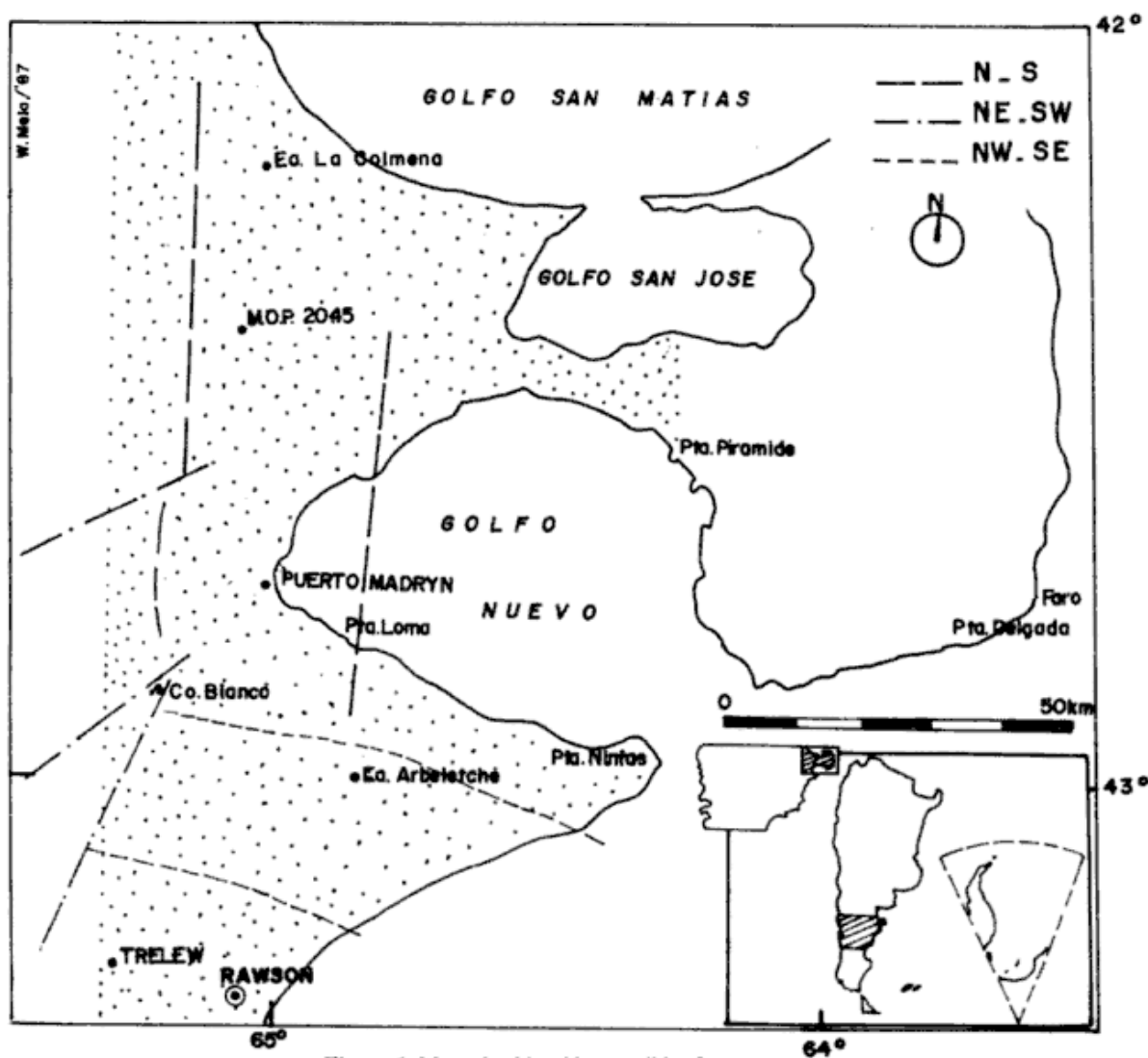


Figura 1: Mapa de ubicación y posibles fracturas.

a y b); más restringidas son las investigaciones geofísicas contándose con algunas líneas de refracción y reflexión realizadas por Yacimientos Petrolíferos Fiscales, en la península Valdés durante los años 1973 y 1974; trabajos recientes en la especialidad de magnetismo fueron llevados a cabo por el buque "El Austral" en el golfo San José.

El total de la información base fue completada con los datos de la perforación de YPF en 1975 en el paraje denominado Punta Delgada.

## METODOLOGIA

Las mediciones del campo gravitatorio fueron ejecutadas con un gravímetro termoestabilizado del Instituto de Oceanografía, IADO. Su rango de trabajo es de 8000 mgals ( $1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ cm/seg}^2$ ), con una precisión de  $\pm 0,01 \text{ mgal}$ . La deriva instrumental fue del orden de  $0,01 \text{ mgal/hora}$ , la cual era compensada con aperturas y cierres sobre puntos de gravedad pendulares medidos por el Observatorio Astronómico

de La Plata, OALP, Mateo *et al.* (1976). Los datos pendulares base fueron Puerto Lobos, Puerto Pirámides, Faro Punta Delgada y pilar MOP 2045; cuyos valores son respectivamente 980353, 980413, 980440 y 980384 mgales.

Las estaciones, como las cotas de nivelación, fueron elegidas a partir de las cartas topográficas a escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Militar, siendo el total de puntos medidos 150. En promedio la distancia entre estaciones gravimagnéticas fue de una cada 4 km.

Las correcciones de aire libre y Bouguer para obtener las respectivas anomalías de gravedad fueron calculadas siguiendo las clásicas fórmulas utilizadas en prospección geofísica: Heiland (1951), Hiskanen y Vening<sup>o</sup>Meinesz

(1958), Telford *et al.* (1976), Dobrin (1976) y Mironov (1977).

El elipsoide internacional de referencia utilizada para la corrección de latitud es del año 1930, la corrección de Bouguer se ajustó con la densidad media de 2,67 gr/cm<sup>3</sup> lo que permitió obtener el mapa de la figura 2 y los perfiles I y II.

Las mediciones del campo magnético terrestre, se realizaron con un magnetómetro de precisión protónica marca Geometric 826A, siendo la precisión de  $\pm 1$ nT. Las variaciones diurnas del cmt fueron corregidas con los magnetogramas de la estación geomagnética de Trelew del OALP, obteniéndose así el mapa de la figura 3.

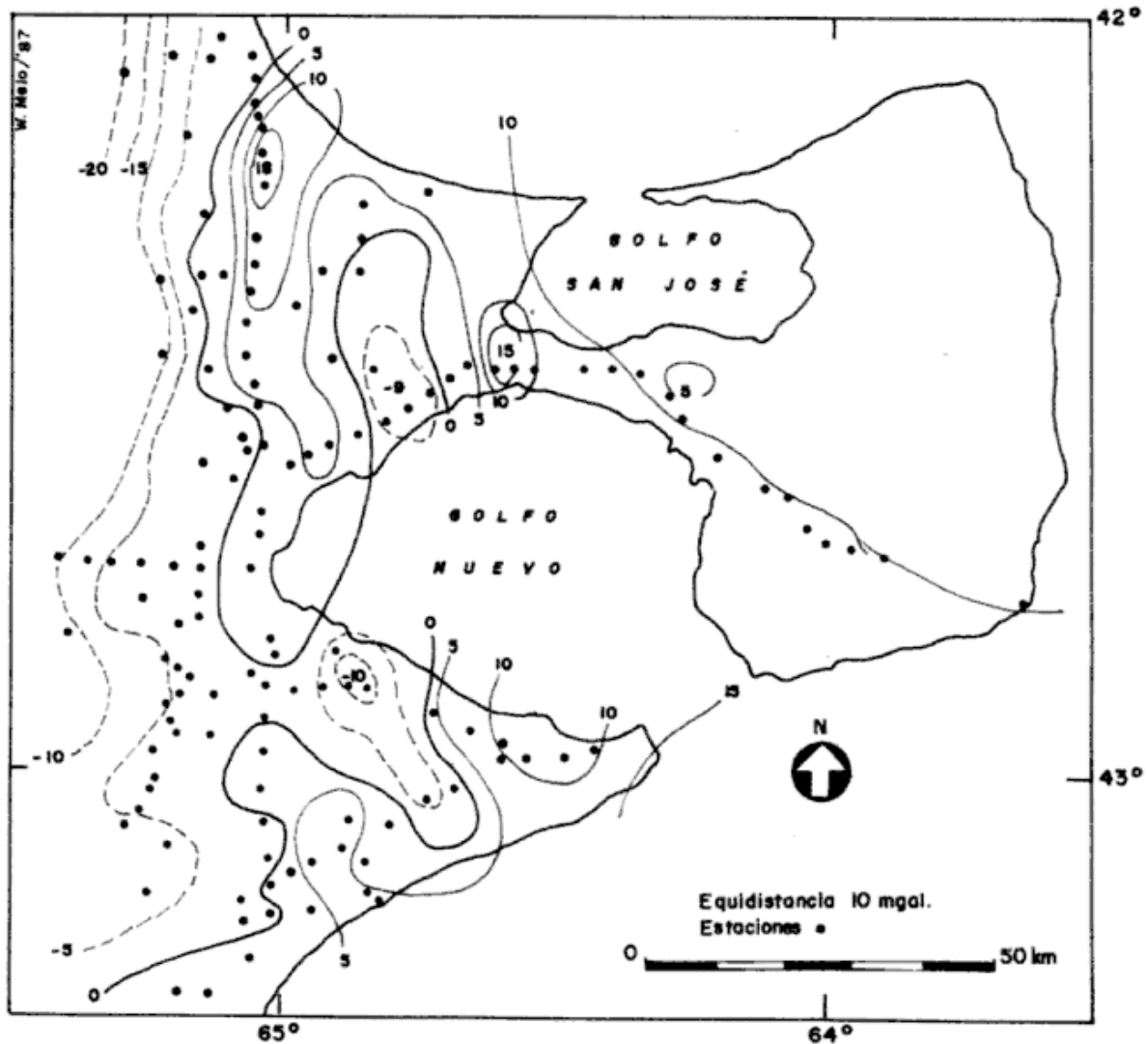


Figura 2: Anomalías de Bouguer.

Los modelos tridimensionales de anomalías de gravedad fueron conformados por una computadora VAX 11/780 cuyos resultados son las figuras 4, 5 y 6.

Los modelos inversos prismáticos, cálculo de la forma y dimensión de las estructuras se vieron ayudados por las determinaciones de densidad realizadas en los laboratorios del IADO.

La medición de la susceptibilidad magnética de las rocas, cuadro anterior, denotó bajos valores, pero su correlación con los valores de anomalías de gravedad permitió la identificación de la posible litología del basamento.

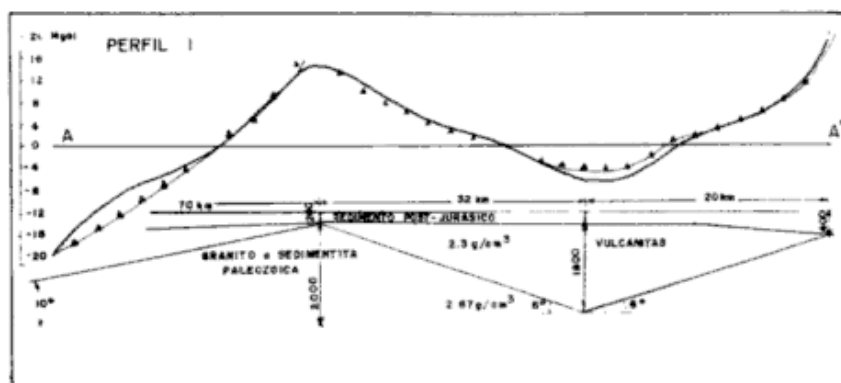
La excepción constituyó la consideración de las sedimentitas ferríferas de la Formación Sierra Grande en base a los mapas del c.m.t., figura

3 y del perfil III donde se observa la magnitud de las anomalías magnéticas.

**Resultados**

*Gravedad:* se destacan tres zonas de anomalías, la primera en una faja ubicada entre arroyo Verde y el borde norte del golfo Nuevo; la segunda desde este último límite al río Chubut y una tercera, ubicada al este de la ciudad de Puerto Madryn.

La primera se caracteriza por un máximo de gravedad de 18 mgals que se centraliza en estancia La Colmena. Esta estructura tiene una orientación norte-sur y se desarrolla a lo largo de 35 km; su ancho promedio es de 14 km; con eje de hundimiento hacia el sur. El flanco occidental muestra un suave declive, mientras que



Perfil I: Anomalía de gravedad de Bouguer. Valores de los modelos inversos prismáticos. La traza del perfil se encuentra representada en la figura 4.

Cuadro I: Resultado de las mediciones de densidad y susceptibilidad magnética en rocas del área.

TIPO DE ROCA	DENSIDAD g/cm <sup>3</sup>	SUSCEPT. MAGNETICA uem/g
Riolitas y sus asociados entre Punta Tombo y Bahía Camarones	2.3 a 2.5	0 a 35 x 10 <sup>-6</sup>
Tobas e ignimbritas de la misma región	2.01 a 2.34	0 a 20 x 10 <sup>-6</sup>
Cuarzitas de la Formación Sierra Grande (No ferrífera)	2.64 a 2.66	3.4 a 19 x 10 <sup>-6</sup>
Riolitas del Cerro Ingeniero	2.57 a 2.55	—
Granitos Punta Colorada (Tipo Palleman)	2.54 a 2.64	—
Ectinitas de Ea El Refugio	2.71 a 2.78	—
Psamitas y Pelitas de la Formación Puerto Madryn	2.15 a 2.30	—

el oriental y el extremo norte caen bruscamente, este último hacia la posición arroyo Verde.

Los gradientes de campo gravitatorio indicarían que esta estructura está posiblemente marginada por un conjunto de fracturas de orientación preferencialmente norte-sur, noreste-suroeste y noroeste-sureste. Estas serían las responsables del cambio de las pendientes de las caras del cuerpo. Tal situación se aprecia claramente en la porción media de la estructura en análisis (figura 4 y 7).

En la segunda zona, (ver las figuras anteriores), se visualiza que todas las estructuras se encuentran enmarcadas por fracturas predominantes este-oeste. Se conformaría así un juego de

tres bloques que denominaremos: "Puerto Madryn", "estancia Arbeletche" y "Trelew". Los mismos tendrían la forma de prismas cuyas caras norte y sur mostrarían una notable pendiente. Las aristas de los bloques "estancia Arbeletche" y "Trelew" buzarian en dirección este.

El bloque "Puerto Madryn" tendría una suave conformación irregular destacándose dos anomalías, una de 10 mgales al norte de esta ciudad y otra de 8 mgales en la misma.

La tercera zona, golfo Nuevo, está formada por dos estructuras, una corresponde a un bajo gravitatorio de -10 mgales que se ha desarrollado en dirección norte-sur desde Punta Loma (litoral sur del golfo Nuevo) hasta el San Matías.

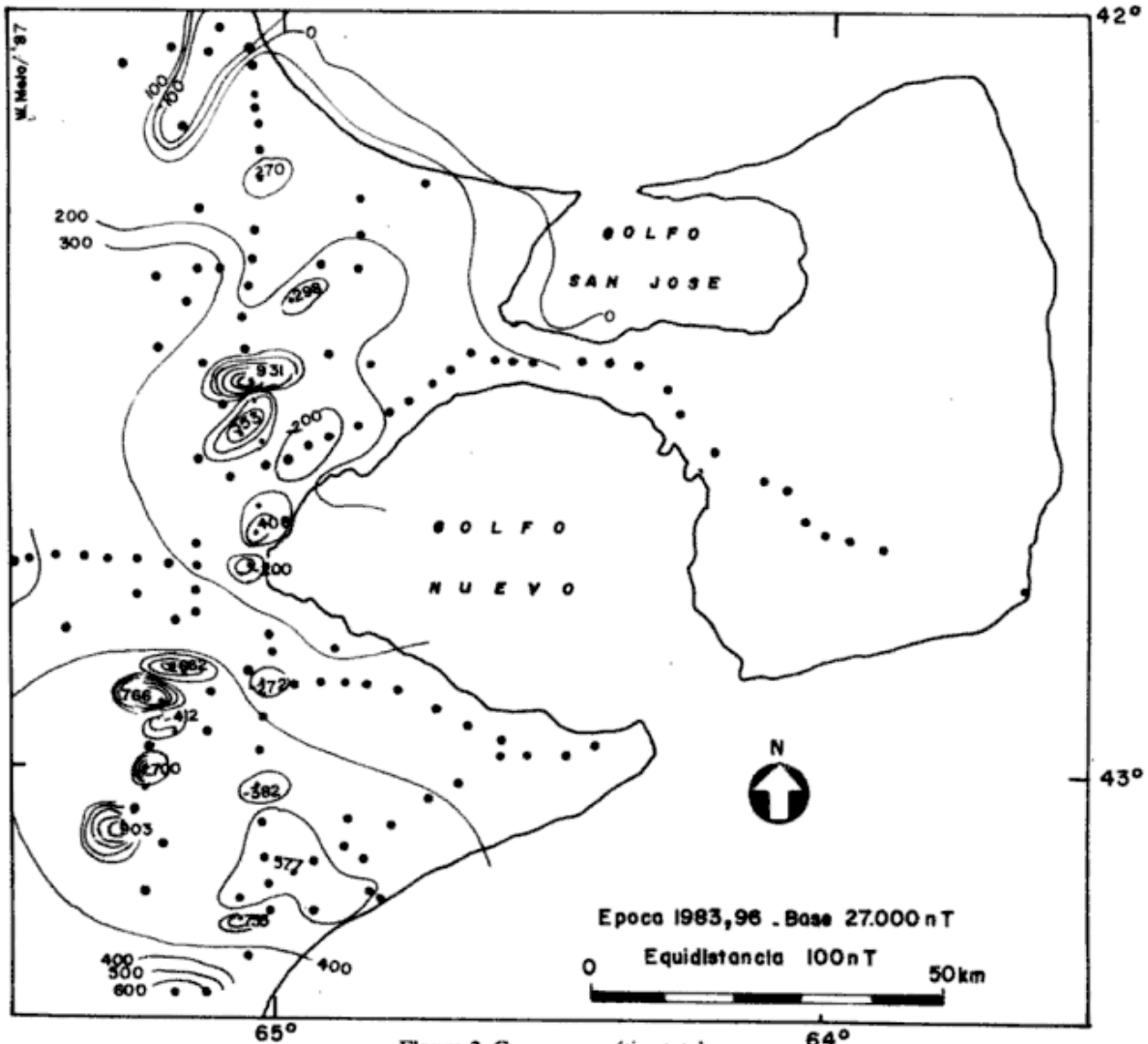


Figura 3: Campo magnético total.

La segunda estructura identificada por positivos gravitatorios de 10 y 15 mgals (figura 4) denominadas "Puerto Pirámide" y "Punta Ninfas" respectivamente. Es probable que ambas se encuentren ligadas estructuralmente habiendo sufrido acciones tectónicas siguiendo el modelo "Puerto Madryn".

Esto se infiere de acuerdo a los resultados de los mapas gravimétricos y magnetométricos (figura 2 y 3) pues los bloques tienen similares anomalías en ambos campos potenciales.

De la observación de los diagramas tridimensionales se han extraído los posibles juegos de fracturas que han actuado en el área. Los mismos serían: juego norte-sur; está representado por dos lineamientos siendo el más importante el que corre por el borde occidental del positivo estructural "estancia La Colmena" y que continúa por las posiciones geográficas cerro Blanco-Trelew. El segundo lineamiento se ubica desde Punta Loma (borde sur del golfo Nuevo) hasta San Matías.

El juego noreste-suroeste intersecta el par de fracturas anteriormente descritas en la zona austral del bloque "estancia La Colmena" y "Puerto Madryn" donde es modificada parcialmente la orientación primitiva.

El juego noroeste-sureste tiene nítido desarrollo en la zona Trelew-estancia Arbeletche-Rawson, debiéndose destacar una interrupción

en el rumbo de los juegos descritos en un punto que se ubica en el cerro Blanco.

**Magnetismo:** al igual que en los mapas de gravedad se han determinado áreas de interés. La primera de ellas se centra al este de la línea estancia La Colmena-Puerto Madryn donde los valores obtenidos son poco representativos infiriéndose así que se trata de un sector amagnético y con homogeneidad composicional.

La segunda comprendería los valores ubicados al oeste de la gran estructura arroyo Verde-borde sur del golfo Nuevo donde los mismos presentan un lineamiento irregular. La magnitud de ellos es creciente hacia el sur ubicándose un primer máximo en la posición geográfica Puerto Madryn.

La tercera zona, la más importante es el triángulo cerro Blanco-Rawson-Trelew donde los valores son de gran intensidad y dispuestos según dos ejes. El primero de estos con dirección suroeste-noreste muestra una alineación de máximos y mínimos con valores entre 900 y -760 nT. La longitud calculada de cada anomalía es de 2 a 7 km. Estas alineaciones interrumpen su desarrollo a 10 km de Puerto Madryn.

El eje noroeste-sureste comprende anomalías de desarrollo areal algo más pequeñas, las mismas abarcan un intervalo de -382 a 577 nT.

Probablemente las interrupciones observadas en la disposición de los valores puede deberse a

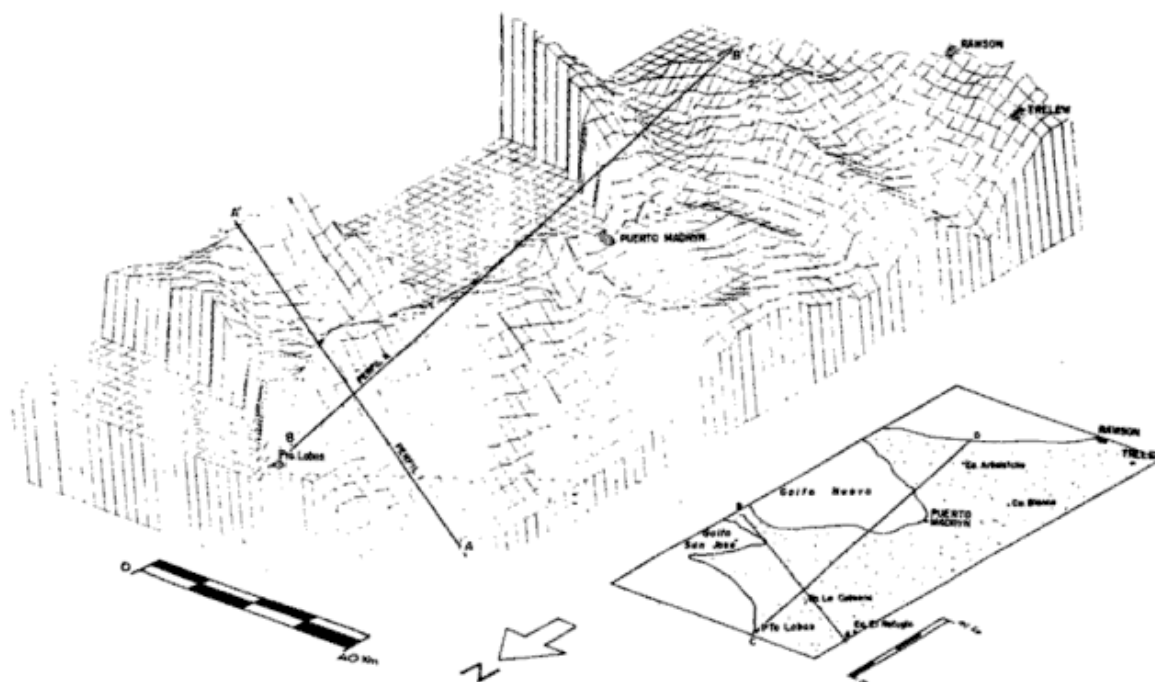


Figura 4: Modelo de anomalías de gravedad (Bouguer).

la deformación de las estructuras que han sufrido procesos de fallamiento.

Del análisis de las figuras 3, 5, 6 y perfil III, surge que, las áreas que se encuentran fuera de la influencia de las anomalías magnéticas de gran magnitud tendrían un basamento precámbrico-paleozoico inferior justificando tal apreciación por la baja respuesta magnética en la zona de los mínimos gravimétricos.

Estructuralmente este basamento se encuentra fracturado y plegado por tectonismo, Cortés (1981 a y b), siendo factible que estos procesos sean coetáneos con los descritos por Núñez *et al.* (1979) para el área de Sierra Grande.

Sobre el mismo se habrían depositado, entre otras, sedimentitas cuarcíticas ferríferas siguiendo procesos similares a los apuntados por Zanettini (1981) para la Formación Sierra Grande, Müller (1965), sobre las cuales habrían actuado, en el Devónico medio a Carbónico inferior, movimientos de tipo compresivos similares a los apuntados por Varela (1978).

El análisis del cmt, por medio de la derivada segunda, figura 6, siguiendo el método de Henderson y Zeitz (1967), permitió filtrar los resultados para obtener los lineamientos de las anomalías, su magnitud y posición dentro de las fracturas asociadas.

Se interpreta que estas singularidades magnéticas son consecuencia del reflejo de las sedimentitas ferríferas paleozoicas en similitud

con señales de los campos descritos por Valvano (1953) en el yacimiento de Sierra Grande.

Del estudio comparativo surge que se mantiene la orientación meridiana para la secuencia de anomalías magnéticas a lo largo de 120 km, figura 5 y 6. La amplitud de las mismas es cuatro veces menor, perfil III, atribuible esto a una mayor profundidad de las sedimentitas o a una delgada cobertura de volcanitas.

Por otra parte, la falta de continuidad de señales magnéticas puede ser producto de fracturaciones ocurridas en el Mesozoico las cuales generaron fenómenos de hidrotermalismo que afectaron la mayor parte de las sedimentitas produciendo, tal vez, abundantes hidróxidos de hierro, goethita, tal como lo describe Cortés (1981a) para los afloramientos ferríferos de estancia El Refugio.

De acuerdo a Carmichael (1982) este hidróxido de hierro es antiferromagnético; se agregaría así un parámetro más para explicar la comparativa baja intensidad de los valores del cmt respecto del yacimiento de Sierra Grande.

Al sur de Puerto Madryn la conformación estructural posee características distintas observándose que los cuerpos magnéticos se han desplazado de la línea norte-sur casi 15 km en dirección oeste, cobijados o engolfados entre estructuras de rumbo este. Puede aceptarse que la complicación tectónica a que fueron sometidos

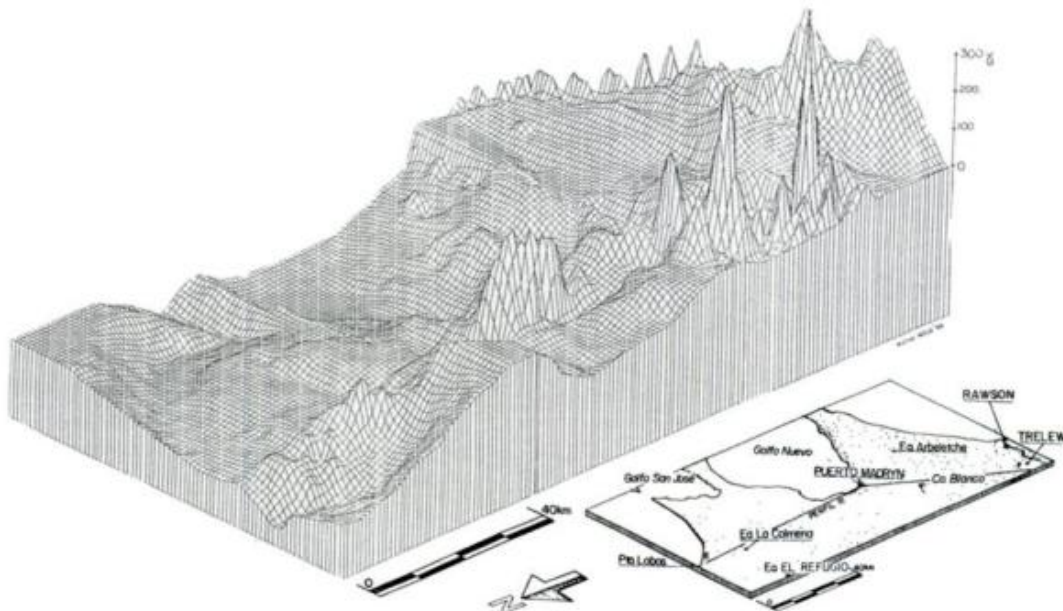
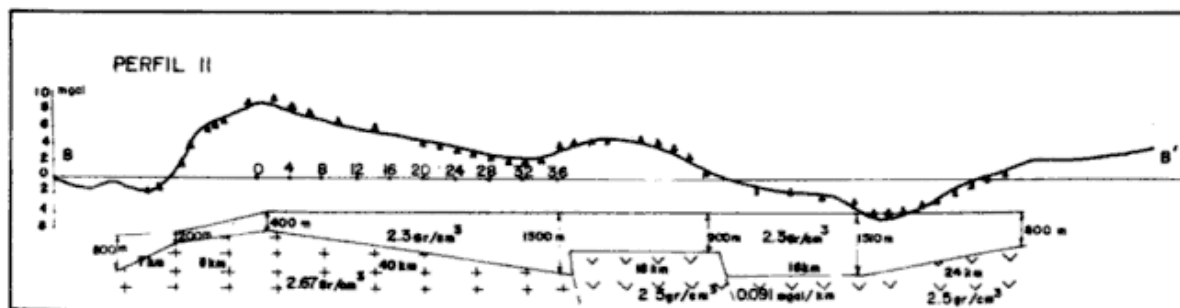


Figura 5: Modelo tridimensional del campo magnético terrestre (total).



Perfil II: Anomalías de gravedad de Bouguer observadas. Valores obtenidos con los modelos inversos prismáticos. La traza del perfil se encuentra representada en la figura 4.

dos los estratos ferríferos en este último sector, es mucho mayor que en la zona septentrional.

Un cuerpo intrusivo ubicado en la "estancia La Colmena" afectó el sector noreste causando un volcamiento de las capas ya depositadas dando un cambio en el buzamiento y produciendo un sistema de fracturas norte-sur.

Los diagramas tridimensionales, figura 4, de la estructura nos indican que la misma estaría formada por dos subbloques, hecho demostrado por la inflexión gravimétrica que se observa en el borde superior de la geoforma.

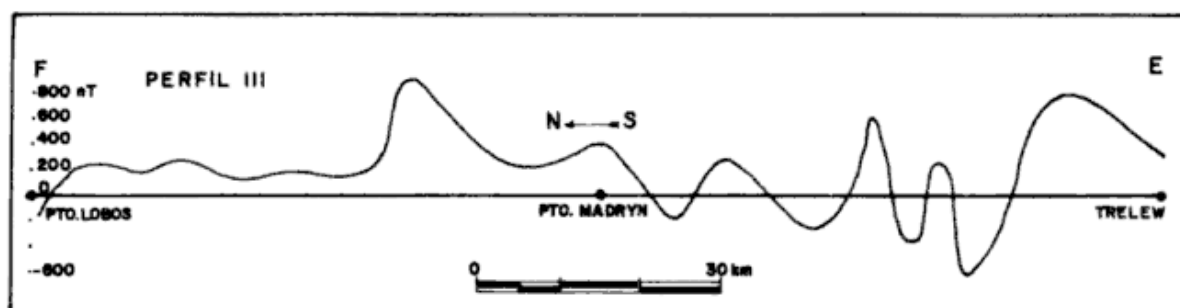
Por otra parte la respuesta plana en el diagrama de anomalías del cmt, figura 5 y perfil II, nos lleva a sugerir que el subbloque mayor estaría compuesto por granito (2,67 gr/cm<sup>3</sup>) mientras que el otro, cercano a Puerto Madryn, está conformado por rocas volcánicas (2,3 gr/cm<sup>3</sup>).

Los modelos inversos calculados en base a los perfiles I y II se apoyan en valores tabulados en el cuadro I y en los algoritmos de Heiland (*op. cit.*), Telford *et al.*, (*op. cit.*), y Nettleton

(1976). El perfil I es el resultado del ajuste de tres prismas triangulares que permiten postular la existencia de volcanitas con densidad 2,3 gr/cm<sup>3</sup> y espesor variable entre 0 y 1.800 m sobre los cuales suprayacen sedimentitas posjurásicas. Este conjunto contrasta con el basamento geofísico de sedimentitas y/o rocas graníticas de densidad 2,67 gr/cm<sup>3</sup>.

La geoforma "estancia La Colmena" se compondría de un cuerpo granítico fracturado longitudinalmente, por cuyas fracturas reactivadas posteriormente habrían fluido las volcanitas de la Formación Marifil, que habrían llegado a cubrir casi todo este gran bloque. La cubierta de estas rocas extrusivas la constituyen sedimentitas suprajurásicas con espesor de 200 m, aumentando en dirección este-sureste.

La presencia de afloramientos graníticos en el área de estudio fue establecida por Haller (*op. cit.*) con su denominado granito La Irene. Tal hallazgo además de las consideraciones expuestas permite postular que el cuerpo "estancia



Perfil III: Curva del campo magnético total terrestre obtenida en la traza representada en la figura 5.

La Colmena" tendría similar composición y edad.

Un poco más complejo es el modelo del perfil II pudiéndose recomponer el mismo como la suma de tres prismas triangulares; un prisma rectangular inclinado ( $20^\circ$  al norte); una zona con pendiente de  $5^\circ$ , para finalizar al sur con otro prisma triangular.

Se puede inferir la posibilidad que el prisma rectangular y la secuencia geométrica siguiente son de baja densidad,  $2,5 \text{ gr/cm}^3$ , en contraste con la parte norte (o de tres prismas) donde el modelo responde a valores de  $2,67 \text{ gr/cm}^3$ .

Las profundidades del basamento geofísico varían entre 200 y 1500 m.

Como se expresó para el perfil I la gran geoforma que se extiende en dirección sureste por unos 58 km estaría conformada por material granítico, la cual es interrumpida en su desarrollo por otro cuerpo ( $2,5 \text{ gr/cm}^3$ ) que sería equiparable en su composición a las volcanitas de la Formación Marifil, las cuales siguiendo el eje sureste en dirección a Puerto Madryn habrían fluido unos 18 km, siendo afectadas posteriormente por una falla de rumbo noreste cuya ubicación se halla a 10 km al norte de este puerto.

**Grabens:** el sector oeste del área estudiada se encuentra caracterizado por anomalías de gravedad de  $-20 \text{ mgal}$ , figura 2 y 4, que indicarían una depresión tipo graben en el basa-

mento cristalino. La máxima expresión del mismo se encontraría en el tercio noroeste del sector, continuando su desarrollo hacia el sur donde es afectado por fracturas de dirección noreste y noroeste.

La existencia de estas geoformas en las cercanías de Puerto Madryn fue propuesta por Uliana *et al.* (1985) debido a procesos de extensión cortical iniciados y continuados en el Triásico y Jurásico respectivamente.

Con respecto a las efusiones mesozoicas es dable suponer, a través de los modelos inversos que ellas ocupan gran parte del área cubriendo y rellenando fracturas y grabens. Estas determinaciones se realizaron conjugando los valores de los defectos de masa, la quietud magnética, la densidad y la susceptibilidad magnética de las rocas.

Las volcanitas de bahía Camarones, cuadro I, cuyas densidades y susceptibilidades son de  $2,3 \text{ gr/cm}^3$  y  $35 \times 10^{-6} \text{ uem/gr}$  respectivamente, sirvieron para evaluar la extensión de estas efusiones. Así se determinó que las mismas ocupan los mínimos gravitatorios (déficit de masa) que se desarrollan: primero, al oeste del meridiano  $65^\circ 05'$ ; segundo entre Punta Loma y el golfo de San Matías y el tercero en el lineamiento bajo de Los Huesos-estancia Arbeletche-cerro Blanco.

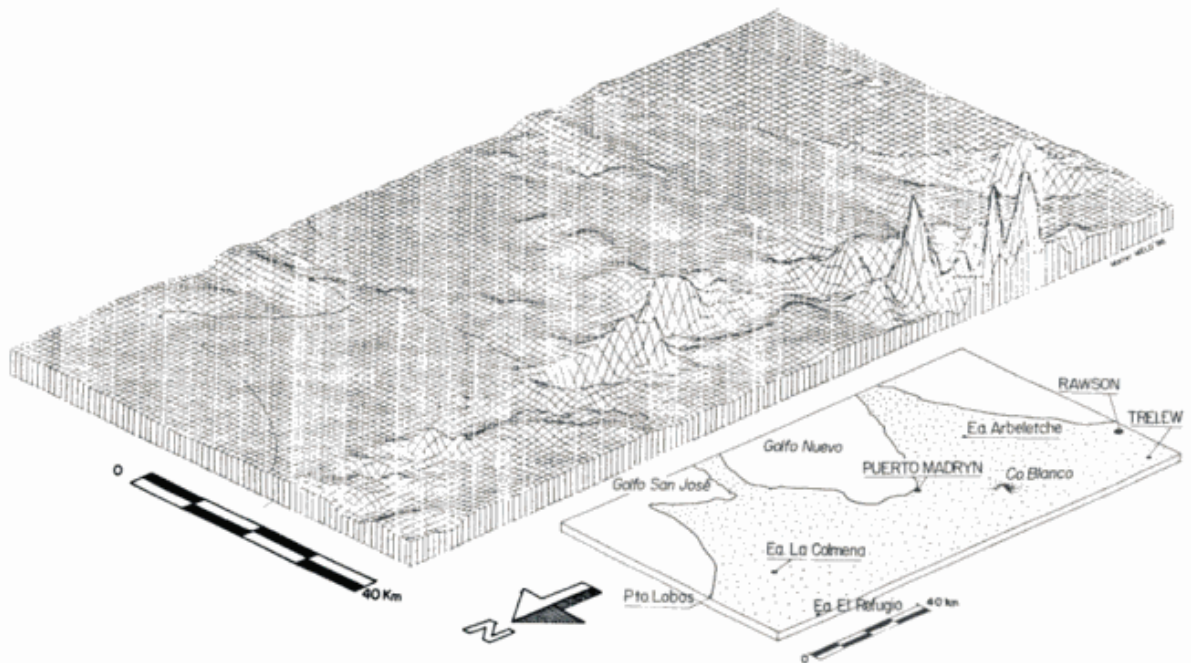


Figura 6: Derivada segunda del campo magnético terrestre (total).



Este concepto se vería reforzado por la presencia de volcanitas en los pozos perforados en Puerto Madryn, Rawson y Trelew donde se las encontró a una profundidad de 180, 155 y 140 m respectivamente. Es probable la ausencia de estas rocas sobre los altos estructurales estimándose que las mismas no se han depositado o fueron erosionadas.

### CONCLUSIONES

De acuerdo con lo señalado precedentemente se arriba a las siguientes conclusiones:

- La presencia en el subsuelo de Puerto Madryn de sedimentitas conteniendo minerales ferromagnéticos equiparables con la Formación Sierra Grande.
- Probable continuidad del ambiente deposicional del Paleozoico inferior a medio desde estancia El Refugio a la ciudad de Trelew.
- Presencia de cuerpos graníticos coetáneos con el granito La Irene marginados por importantes fracturas norte-sur.
- El relleno de fracturas y bajos estructurales estaría dado por volcanitas mesozoicas, la suma de los espesores de esta y de las sedimentitas postjurásicas está comprendida entre 200 y 1.800 m.

### AGRADECIMIENTOS

A los directivos y personal del Centro Nacional Patagónico por la colaboración brindada en la búsqueda del material cartográfico. Al personal del IADO por su dedicación en las tareas de campo y gabinete.

La presente investigación se realizó con fondos y equipamiento obtenidos del programa BID-CONICET.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CARMICHAEL, R., 1982. *Handbook of Physical properties of rocks*. CRS Press Inc., II: 256-257, Florida.
- CORTES, J. M., 1981a. *El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (3): 218-235, Buenos Aires.
- , 1981b. *Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (4): 424-445, Buenos Aires.
- CHEBLI, J., C. NAKAYAMA y J. SCIUTTO, 1978. *Mapa geológico de la provincia del Chubut*. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 639-675, Buenos Aires.
- DOBRIN, M. B., 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. Mc Graw Hill Book Company, 3 Th. Ed., 421, New York.
- FRANCHI, M., M. HALLER, O. LAPIDO, R. PAGE y A. PESCE, 1975. *Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, República Argentina*. II<sup>o</sup> Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., IV, 125-136, Buenos Aires.
- HALLER, M. S., 1976. *Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., Nota Breve, XXXI (2): 141-142, Buenos Aires.
- , 1978. *Estratigrafía al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina*. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 285-287, Buenos Aires.
- , 1981. *Descripción geológica de la hoja 43h, Puerto Madryn, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol., 184: 1-41, Buenos Aires.
- HEILAND, C. A., 1951. *Geophysical Exploration*. Prentice Hall., Part. II: 67-270, New York.
- HENDERSON, R. y I. ZEITZ, 1967. *Mining Geophysics*. Soc. Expl. Geoph., II: 606-614, Tulsa.
- HEISKANEN, W. y F. VENING MEINESZ, 1958. *The earth its gravity field*. Mc Graw Hill Book Company, Chap. 5-10, New York.
- MAL ICINI, L. y E. LLAMBIAS, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso arroyo Verde, provincia del Chubut*. V<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 185-202, Buenos Aires.
- MATEO, J., E. LEVIN, A. L. CABRERA, G. de AFFOLTER y A. J. MATEO, 1976. *Catálogo general de estaciones gravimétricas*. Ser. Geod., IX, Obs. Astr., 1-118, La Plata.
- MIRONOV, V. S., 1977. *Curso de prospección gravimétrica*. Ed. Reverté, 1-524, Barcelona.
- MULLER, H. von, 1965. *Zur Altersfrage Der Eisenerzlagertatta Sierra Grande, Río Negro*. En: *Nordpatagonien Aufgrund Neuer Fossilfunde*. Sonderd. Geol. Rundsch. Ban., 54: 715-732, Stuttgart.
- NAKAYAMA, C., J. C. SCIUTTO, E. CASTILLO y C. FERNANDEZ, 1978. *Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia del Chubut*. VII<sup>o</sup> Congr. Geol. Arg., Actas, I: 657-660, Buenos Aires.
- NETTLETON, L. L., 1976. *Gravity and Magnetics in oil prospecting*. Mac Graw-Hill Book Company: 202, New York.
- NUÑEZ, E., E. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, O. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncurá*. II<sup>o</sup> Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., IV: 247-266, Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1975. *Geología del sector oriental del macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la mina Gonzalito, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 274-284, Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. y E. METHOL, 1976. *Comarca Nordpatagónica*. Acad. Nac. Cienc., II: 1071-1097, Córdoba.
- TELFORD, W., L. P. GELDART, R. E. SHERIFF y D. KEYS, 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 147-217, Cambridge.
- ULIANA, M. A., T. BIDDLE, W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. *Significado del vulcanismo y extensión meso-jurásica en el extremo meridional de Sudamérica*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XL (3-4): 231-253, Buenos Aires.

- VALVANO, J., 1953. *Los yacimientos de hierro de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro*. Min. Ind. y Com., Dir. Nac. Min., (inéd.), Buenos Aires.
- VARELA, R., 1978. *Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, hipótesis de trabajo sobre su composición y rasgos geotectónicos salientes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (1): 52-62, Buenos Aires.
- WINDHAUSEN, A., 1919. *Rasgos de la historia geológica de la planicie costera de la Patagonia Septentrional*. Acad. Nac. Cienc., Bol., XXIII (3-4): 319-364, Córdoba.
- ZANETTINI, C., 1981. *La Formación Sierra Grande,*

*provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (2): 160-171, Buenos Aires.

Recibido: 15 de diciembre, 1986  
Aceptado: 16 de mayo, 1988

JOSE KOSTADINOFF  
ROBERTO SCHILLIZZI

CONICET - IADO  
Av. Alem 53  
8000 Bahía Blanca

---

#### CURSO "TEMAS DE GEOLOGIA"

En homenaje a la memoria del doctor J. J. Nágera en 1983 se estableció un curso con temas variables dirigidos a profesores secundarios auspiciado por la Asociación Geológica Argentina. En su ininterrumpido dictado ha acrecentado el número de asistentes alcanzando a 270 matriculados en 1987, totalizando así casi un millar de profesores secundarios y alumnos avanzados del profesorado que han asistido a sus clases.

La intención del curso es, por una parte, un reclamo vivo permanente y concreto de la inclusión de la Geología en los programas de enseñanza media. Por otra, mejorar el nivel de conocimiento sobre temas geológicos que contemplan los programas oficiales y que son tratados generalmente fuera de todo contexto y marco racional. Erróneos conceptos fundamentales profundamente arraigados que van desde confundir el metal con el mineral a incluir materias clásicas de la Geología en disciplinas cuestionables, producen un natural desconocimiento por parte del alumno secundario y generan una animadversión hacia la Geología. El resultado de esta prolongada situación, si se acepta a la enseñanza media como uno de los facto-

res fundamentales originantes de la cultura, ha sido la desintegración de la Geología dentro del contexto nacional.

Uno de los frutos obtenidos, el convencimiento de la necesidad de un mayor desarrollo de los temas geológicos, de acuerdo con las encuestas realizadas, se manifiesta en dos tendencias definidas. Una, la mayoría de los profesores de Geografía opinan que los temas geológicos deberían incluirse dentro de su materia; la otra, sustentada por los profesores de Ciencias Naturales, que debería dictarse por separado o al menos con la misma ponderación que los tópicos de Biología.

El presente año, se llevó a cabo el curso "Geología y Energía", con la participación del doctor Federico A. J. Bergmann, Dr. José L. Bianchi y del Dr. Apolo Ortiz, los días sábados 10, 17 y 24 de septiembre de 9 a 12 hs. en el Aula Magna de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la U.B.A.

Dr. Norberto Malumián

# ANALISIS PETROFACIAL DE LAS EPICLASTITAS NEOPALEOZOICAS EN LOS ALREDEDORES DEL RIO SASSITO (SAN JUAN): AREAS DE PROVENIENCIA E IMPLICANCIAS PALEOGEOGRAFICAS

Oscar R. López Gamundi e Irene S. Espejo

## RESUMEN

Las epiclastitas neopaleozoicas aflorantes en el sector central de la Precordillera Sanjuanina entre los km 47 y 50 de la ruta nacional N° 20 han sido estudiados desde el punto de vista composicional y petrofacial. Se distinguieron dos petrofacies definidas según el predominio relativo de las diferentes modas detríticas y diferenciadas claramente por los parámetros discriminantes escogidos. Una de las petrofacies caracteriza la mayor parte de la secuencia y se halla definida por altos contenidos de cuarzo monocristalino, predominio de feldespato potásico sobre plagioclasa y bajo porcentaje de fragmentos líticos. La segunda petrofacies, restringida a la parte cuspidal de la secuencia, muestra una escasa proporción de cuarzo monomineral, abundante plagioclasa y clastos de volcanitas. El análisis petrofacial sugiere la existencia de dos áreas de proveniencia diferentes para la secuencia estudiada, cuya sedimentación ocurrió en cuencas intermontanas alargadas en dirección norte-sur. La primera petrofacies habría derivado de una asociación plutónica-metamórfica correspondiente a bloques continentales (cratones interiores) asignable a las Sierras Pampeanas y su cubierta sedimentaria dominantes al este, aunque sin descartar el probable influjo de materiales reciclados desde el oeste (región de la Protoprecordillera). Por otro lado, la segunda petrofacies corresponde a arcos magmáticos parcialmente disectados y marcaría la influencia creciente del volcanismo choiyoiense.

## ABSTRACT

Compositional and petrofacies analyses have been carried out on Upper Paleozoic siliciclastic deposits exposed in the central region of the San Juan Precordillera between the km 47 and 50 of the National Route N° 20. Two petrofacies have been distinguished based on the relative abundances of the detrital modes and discriminating parameters. One of the petrofacies, only present in the topmost beds of the sequence, shows low contents of monocrySTALLINE quartz, high amounts of plagioclase and volcanic lithic fragments and low K-feldspar to plagioclase ratio.

The petrofacies analysis suggests two distinct source areas for these rocks deposited in N-S elongated intermontane basins. The first petrofacies might have derived from continental blocks (interior craton) of plutonic-metamorphic association assigned to the Pampean Ranges and its sedimentary veneer located eastwards. However, a minor clastic supply of recycled material from the other hand, the second petrofacies, which suggests a provenance from partially dissected magmatic-arc areas, demonstrates the increasing influence of the Choiyoi volcanism.

## INTRODUCCION

Dentro del ámbito de la Precordillera sanjuanina las secuencias asignadas al Paleozoico superior aparecen ampliamente distribuidas. En particular, en la Precordillera central han sido descritas varias secciones de esa edad. Estas rocas afloran entre los 47 y 70 km de la ruta nacional N° 20 que une la ciudad de San Juan con la localidad de Calingasta (figuras 1 y 2A).

Recientemente, Cuerda y Furque (1983) han analizado la secuencia aflorante en la quebrada de La Deheza (km 70) diferenciando dos unidades formacionales, La Deheza y Ojo de Agua, de edades carbonífera media y pérmica temprana

respectivamente. Los mismos autores sugieren la correlación entre estas dos unidades con las Formaciones Tupe y Patquía, aflorantes en La Rioja y noreste de San Juan. Por otro lado, Espejo (1984), Espejo y López Gamundi (1984) y Malone (1984) han estudiado las secuencias aflorantes en dos fajas de rumbo general meridional (figura 2A) y que, a juicio de Espejo y López Gamundi (1984), corresponden a una misma columna que aparece repetida por un importante fallamiento inverso con plano buzante hacia el oeste que pone en contacto a los términos superiores de la secuencia neopaleozoica con las rocas de la Formación Punta Negra (Devónico medio). Esta repetición por falla-

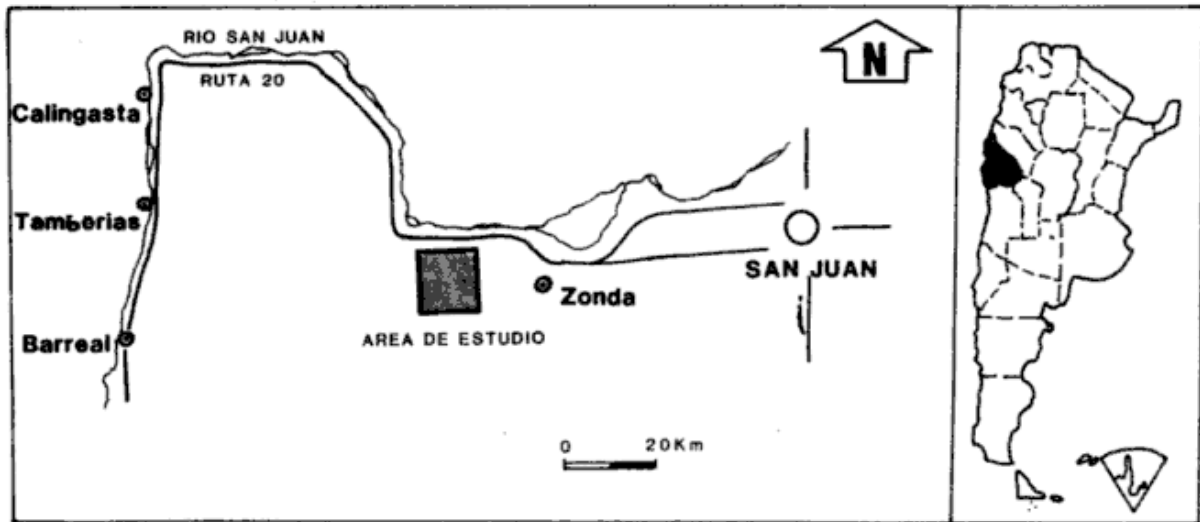


Figura 1: Mapa de ubicación.

miento incluye los afloramientos situados entre los km 47 y 50 y los ubicados en la quebrada de La Deheza descriptos por Cuerda y Furque (1983). Desde el punto de vista paleoambiental, esta secuencia tiene características de sedimentación continental con escasa presencia de registros lacustres (Formación La Deheza) dentro de un panorama dominado por ambientes fluviales de baja a mediana sinuosidad.

Salfity y Gorustovich (1983) y López Gamundi y Amos (1986) han postulado que la serie de afloramientos neopaleozóicos que se ubican en la Precordillera central y oriental a la latitud de la ciudad de San Juan formarían parte de la cuenca de Paganzo (figura 2B). Este sector sudoccidental de la cuenca estuvo dominado por ambientes de sedimentación continentales (fluviales y lacustres), contrapuesto al área correspondiente a la cuenca Calingasta-Uspallata,

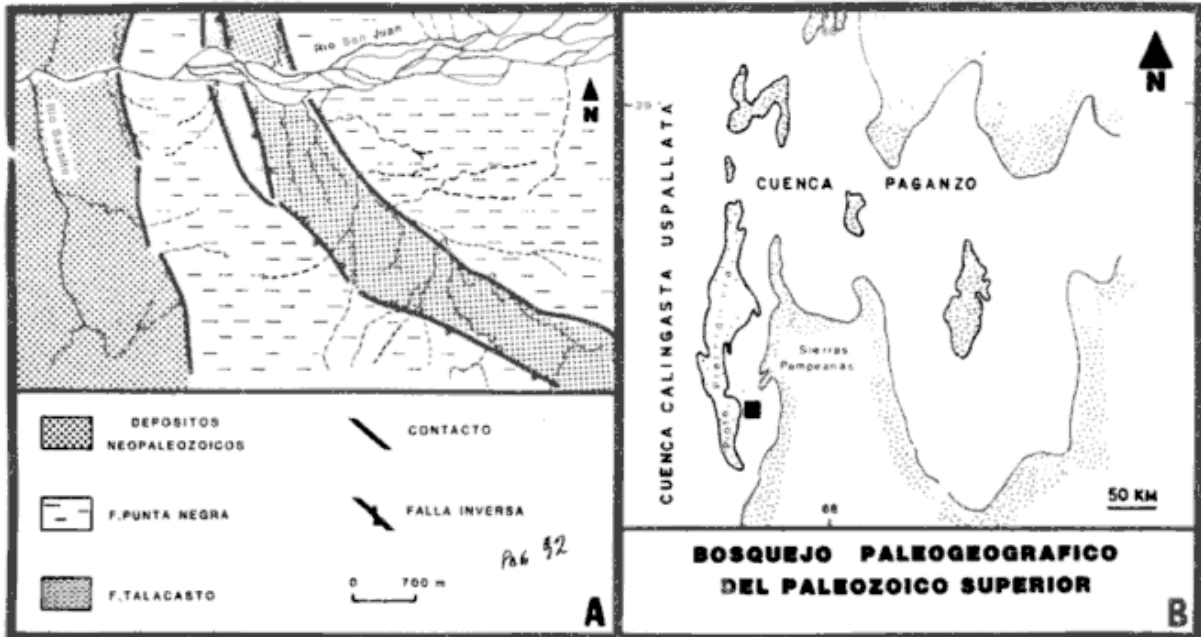


Figura 2: A: esquema geológico del área de estudio sobre la margen sur del río San Juan, modificado de Espejo y López Gamundi (1984); B: paleogeografía de las cuencas Paganzo y Calingasta-Uspallata para el Paleozoico superior basado en Salfity y Gorustovich (1983) y ubicación del área de afloramiento de las rocas epiclásticas estudiadas en este trabajo.

de relleno mayoritariamente marino (figura 2B).

Las rocas neopaleozoicas descansan en los sectores orientales de la cuenca de Paganzo sobre basamento ígneo-metamórfico asimilable al dominio de las Sierras Pampeanas; en cambio, los depósitos de similar edad asignados a la cuenca Calingasta-Uspallata apoyan sobre rocas sedimentarias y metasedimentarias del Paleozoico inferior y medio (figura 2B). Esta última relación es también extensiva a los sectores más occidentales de la cuenca de Paganzo.

De lo anteriormente señalado se desprende que, además de las diferencias litofaciales y paleoambientales de ambas cuencas, existen contrastes importantes en la composición mineral del relleno sedimentario de ambas áreas en función de las diferentes composiciones litológicas de las áreas de proveniencia.

Los objetivos de este trabajo se enmarcan dentro del estudio sobre aspectos composicionales de las sedimentitas neopaleozoicas del oeste argentino; en particular para el área en estudio se han tratado de definir los terrenos de proveniencia de los depósitos neopaleozoicos de la Precordillera central a partir de la composición de las areniscas y del patrón de paleocirculación y comparar las características petrológicas de las areniscas con otras de diferentes marcos tectónicos y tipos de áreas de aporte.

#### PRINCIPALES CONCEPTOS SOBRE EL ANÁLISIS COMPOSICIONAL DE ARENISCAS

El análisis composicional de areniscas ha recibido en los últimos años una notable expansión particularmente conectada con la posibilidad de relacionar la composición detrítica de las areniscas con el marco tectónico de sus potenciales áreas de aporte. Este enfoque ha permitido el desarrollo de nuevos conceptos en la petrología sedimentaria. Estos conceptos han sido desarrollados por dos grupos de trabajo: por un lado, Dickinson y sus colaboradores con la introducción del concepto de petrofacies (Dickinson y Rich, 1972), su posterior desarrollo y sus trabajos de síntesis sobre composición de areniscas y su relación con los marcos tectónicos de sus áreas de aporte (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1982, 1984; entre otros). En forma independiente diversos investigadores de origen italiano han desarrollado estudios sobre aspectos composicionales de areniscas (Gazzi,

1966; Zuffa, 1980; Zuffa *et al.*, 1980). Dado que este tipo de análisis tiene como objetivo principal desentrañar las características de las áreas de aporte, en el mismo se consideran todos los fragmentos detríticos de origen epiclásico y extracuenal, quedando por lo tanto marginados de la consideración los productos diagenéticos y fragmentos intracuenales o autóctonos como pueden ser paraclastos pelíticos o ciertos fragmentos calcáreos. Los minerales pesados son considerados en este trabajo sólo secundariamente por su escasez general y posibilidad de disolución preferencial por soluciones interstratales (Blatt y Sutherland, 1969; Pettijohn, 1975). Para el análisis propuesto se ha priorizado el estudio de la población más abundante: los minerales livianos. Las diferentes proporciones de minerales livianos se agrupan en modas detríticas. Estas modas constituyen la herramienta principal del análisis composicional de areniscas. En función de las características de las modas, las areniscas se agrupan en diferentes petrofacies. Cada petrofacies por lo tanto agrupa a todas las areniscas cuyas composiciones minerales o modas detríticas son similares entre sí.

Cabe aclarar que el análisis y metodología empleados enfatizan el control del área de aporte sobre la composición de las areniscas. Sin embargo, existen otros factores, además de proveniencia, que controlan la composición; ellos son: a) condiciones de transporte, b) ambiente de sedimentación y c) diagénesis y clima. Las variaciones producidas por condiciones de transporte básicamente responden a la diferenciación granulométrica producida durante el proceso en sí. Estas variaciones han sido estudiadas por Blatt *et al.* (1980) al señalar la relación entre el tamaño de grano y la composición. Los mismos autores sugieren que para los tamaños de arena fina a media el cuarzo monocristalino es generalmente la moda detrítica más abundante mientras que los fragmentos líticos y el chert aparecen en gran abundancia en la fracción arena gruesa, disminuyendo su porcentaje al disminuir el tamaño de grano. Ciertos ambientes de sedimentación también modifican considerablemente la composición mineralógica original. En particular, los productos suelen poseer proporciones relativamente altas de minerales resistentes a la meteorización química, como pueden ser el cuarzo y minerales pesados, en ambientes de depositación con intenso retroabajo como los de playa, isla-barrera y plataforma somera (Davies y Ethridge, 1975). El enri-

METODOLOGIA

quecimiento de las areniscas en cuarzo detrítico por meteorización o retrabajo deposicional ha sido señalado por diversos autores. Odom *et al.* (1976) han estudiado el caso de arenas de grano fino ricas en feldespato potásico depositadas en ambientes neríticos de baja energía en contraposición a las arenas gruesas ricas en cuarzo de la zona litoral, marcando la interrelación entre composición mineral, granulometría y ambientes de depositación. En forma combinada, la meteorización química diferencial, el retrabajo deposicional y los procesos diagenéticos afectan la abundancia relativa de los minerales tendiendo a dar depósitos arenosos más cuarzosos (Maack, 1978, 1984; Suttner *et al.*, 1981), enmascarando la posibilidad de conectar las características de las rocas madre con sus productos finales.

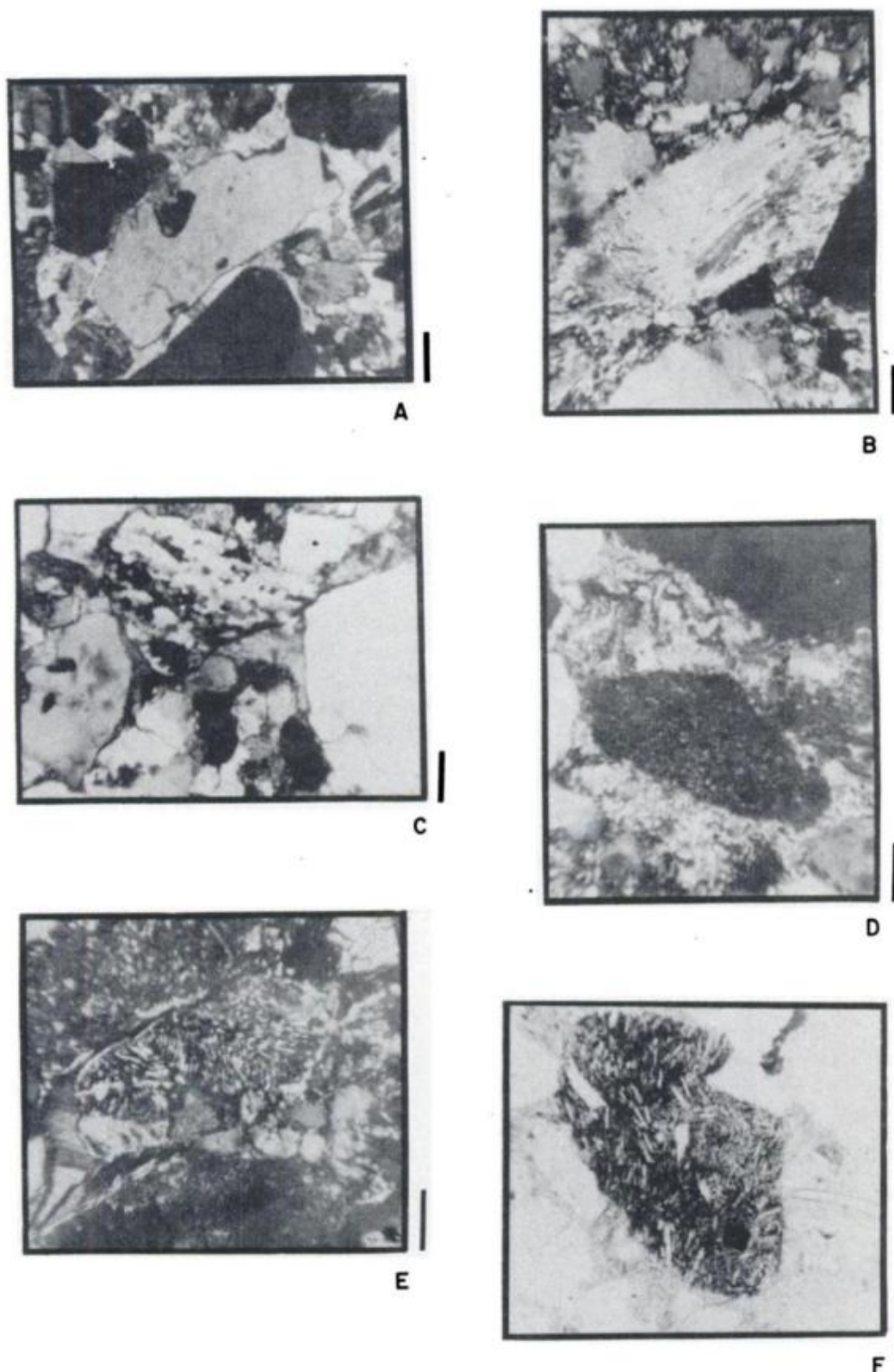
Para disminuir el efecto del ambiente de depositación se han considerado dentro de la secuencia estudiada depósitos arenosos de similar origen. Por otro lado, los autores no han encontrado evidencias de variaciones diagenéticas importantes que induzcan a pensar en una modificación de las modas detríticas debidas a estos factores. Las muestras donde el cemento calcáreo es abundante han sido descartadas debido a la posibilidad de modificaciones diagenéticas diferenciales que podrían haber cambiado los valores de las modas detríticas.

Con respecto al efecto de la granulometría se ha optado por una metodología de conteo (ver Metodología) que elimina prácticamente la variable anterior. Además de las precauciones metodológicas anteriormente mencionadas, se debe remarcar que la secuencia estudiada ha sido el producto del rápido relleno de una depresión intermontana. Estas condiciones de relleno sugieren que las modas detríticas de las areniscas estudiadas han estado regidas fundamentalmente por la composición de las áreas de aporte.

Las modas detríticas analizadas han sido obtenidas a través del conteo por puntos de 25 cortes delgados de los niveles arenosos de la sección estudiada aflorante en ambas fajas ilustradas en la figura 2A. Estas muestras han sido ordenadas estratigráficamente para facilitar el análisis de la evolución temporal de las modas. Se ha seguido en el conteo por puntos la metodología propuesta independientemente por Dickinson (1970) y Gazzi *et al.* (1973) y recientemente sintetizada por Ingersoll *et al.* (1984) y denominada "métodos Gazzi-Dickinson". Este método contabiliza sólo los cristales mayores de 0,0625 mm (4φ) omitiendo matriz y cemento. Se diferencia de los métodos tradicionales por la contabilización de granos individuales de los cristales monominerales mayores a 0,0625 mm (límite limo-arena) que aparecen dentro de clastos líticos. Por ejemplo, un cristal de cuarzo mayor a 0,0625 mm dentro de un clasto de granito es considerado como tal y no como clasto lítico. Esta diferencia hace independiente del tamaño de grano las modas detríticas. Es sabido que, principalmente para líticos de origen plutónico, el tamaño de grano es una variable fundamental de su abundancia, ya que se ha constatado la relación directamente proporcional entre el tamaño de los clastos y la abundancia de fragmentos líticos plutónicos (Blatt *et al.*, 1980). Estos últimos darán en la fracción arena fragmentos monominerales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Similar es el caso de los fragmentos volcánicos con texturas porfíricas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa. En este caso se consideran los cristales en forma individual y al contabilizarse la pasta de algún clasto volcánico o cristales menores al tamaño arena dentro del mismo, se lo considera como fragmentos líticos volcánicos (Zuffa, 1980).

Cuadro I: Parámetros minerales primarios y secundarios utilizados.

Primarios	Secundarios
Qm: cuarzo monocristalino	Q(Qm Qp): cuarzo total
Qp: cuarzo policristalino	
P: plagioclasa	F(P K): feldespato total
K: feldespato potásico	
Ls: líticos sedimentarios	L(v Ls Lm): líticos afaníticos inestables
Lv: líticos volcánicos	
Lm: líticos metamórficos	Lt (L Qp): líticos afaníticos inestables y cuarzosos
M: minerales accesorios	



**Figura 3:** A: cuarzo de origen volcánico con engolfamientos, rodeado por pasta vítrea. B: cuarzo de origen metamórfico, poikiloblástico, con numerosas inclusiones orientadas de sillimanita, sericita y apatita. C: cuarzo policristalino con alineamiento de cristales como resultado de deformación tectónica ("strained quartz"), a la izquierda cuarzo engolfado de origen volcánico. D: cuarzo microcristalino (chert). E: textura gráfica, ortoclasa en posición de extinción intercrecida con cuarzo cuneiforme (iluminado). F: fragmento lítico de volcanita mesosilícica, microlitas de plagioclasa formando textura pilotáxica fluidal a hialopíltica; obsérvense minerales opacos y fenocristales corroídos por pasta, a la derecha triza volcánica. Escala: barra vertical equivalente a 0,05 mm.

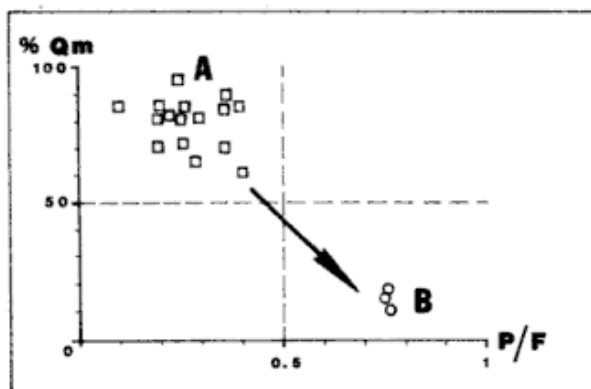


Figura 4: Diagrama de relación plagioclasa con respecto a feldespato total (P/F) versus porcentaje de cuarzo monocristalino (%Qm) para las muestras analizadas. A: petrofacies cuarzo-feldespato potásica, B: petrofacies volcánico-plagioclásica. La flecha indica el sentido de ascenso en la columna estratigráfica.

como fragmentos líticos volcánicos (Zuffa, 1980).

Igual procedimiento se aplica para los clastos líticos sedimentarios, quedando esta denominación sólo para las rocas de grano menor a arena (fangolitas, limolitas y arcilitas).

Los parámetros primarios elegidos son los sugeridos por Dickinson (1970) y aparecen en el cuadro I. En el mismo se detallan otros parámetros secundarios derivados de los primarios o medidos y que han ayudado a la interpretación de los resultados.

Para la estimación del error de conteo se ha utilizado el método estadístico propuesto por Van der Plas y Tobi (1965), los cuales señalan la relación funcional entre el error de conteo inferido y el porcentaje estimado de cada parámetro. La desviación promedio obtenida (s) así como el doble de la misma, que brinda un nivel de confianza de 95 %, puede ser consultada para cada parámetro medido en cada muestra en el cuadro II. Para evaluar correctamente el error del operador, cada uno de ellos ha medido en forma independiente 400 puntos en cada corte delgado. Los resultados obtenidos por ambos operadores han sido comparados. Esta comparación ha sido realizada de dos maneras:

a) Índice de correlación entre los porcentajes obtenidos por cada operador en cada muestra (cuadro III).

b) Índice de correlación entre los porcentajes obtenidos de cada parámetro por un operador en

todos los cortes estudiados y los mismos obtenidos por el otro operador (cuadro IV).

La alta correspondencia entre las variables comparadas permitió promediar los porcentajes o modas obtenidas por los dos operadores y obtener un sólo valor por moda en cada muestra (cuadros II y V).

## ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN DE LAS MODAS DETRÍTICAS

Los cuadros II y V muestran los porcentajes de las modas detríticas resultantes del conteo realizado. El cuarzo es la variedad más abundante. Aparece en dos de sus principales tipos; monocristalino (Qm) y policristalino (Qp). El primero es el más abundante como moda detrítica en la mayoría de las muestras. Aparece en formas subhedrales, en algunos casos con formas hexagonales total o parcialmente conservadas, de contornos subredondeados a subangulosos y a veces con crecimiento secundario, presentando en general extinción recta a ondulatoria. En tres muestras (P12, P13 y P14) se han observado ocasionalmente engolfamientos en granos de cuarzo de origen volcánico (figura 3A).

En algunos casos el origen plutónico-metamórfico del Qm es evidente por la presencia de inclusiones sólidas de formas aciculares o equidimensionales de rutilo, apatita, sillimanita y excepcionalmente turmalina (figura 3B). También se han observado inclusiones de clorita vermicular.

El cuarzo policristalino (Qp) presenta dos subtipos: a) con alineamiento de cristales y b) sin alineamiento. El primer subtipo evidencia deformación tectónica (figura 3C) mientras que el segundo aparece como resultado de una mayor trituración del Qm con extinción fragmentosa. Variedades microcristalinas (chert) han sido reconocidas en muy baja proporción (figura 3D).

Los feldespatos (F) se presentan en dos variedades principales: a) feldespato potásico (K), y b) plagioclasa (P). El feldespato potásico posee hábito tabular y maclas según Carlsbad. La ortosa es, junto al microclino, una de las formas más abundantes, siendo bajos los porcentajes de anortoclasa y sanidina, concentrados en tres muestras (P12, P13 y P14). La ortosa aparece alterada principalmente a carbonatos y material arcilloso y, en menor medida, a sericita, clorita y ceolita. Desde el punto de vista composicio-



*Asociación Geológica Argentina*

Cuadro II: Valor absoluto de desviación standard -y su doble- para los parámetros primarios y secundarios, en cada muestra.

Muestra	Qm	Qp	P	K	Ls	Lv	Lm	M	Q	F	L	Lt
P4-Pa	1,72	1,33	0,98	1,15	0	0	0,24	0,11	1,45	1,44	0,25	1,35
	3,44	2,66	1,97	2,30	0	0	0,49	0,22	2,89	2,87	0,50	2,69
P3	1,71	1,24	0,88	1,16	0	0	0,19	0,19	1,41	1,39	0,04	1,26
	3,42	2,49	1,77	2,32	0	0	0,39	0,39	2,83	2,79	0,08	0,51
P4	1,37	0,95	0,48	0,86	0,16	0	0,35	0,16	1,09	0,97	0,38	1,07
	2,75	1,91	0,96	1,72	0,31	0	0,70	0,31	2,18	1,94	0,77	2,14
P5	1,30	0,51	0,55	1,06	0,11	0,25	0,27	0,27	1,23	1,16	0,38	0,64
	2,60	1,03	1,09	2,11	0,22	0,49	0,54	0,54	2,46	2,32	0,77	1,28
P6	1,31	0,63	0,55	0,98	0,11	0,44	0,11	0,22	1,19	1,10	2,14	0,78
	2,61	1,26	1,10	1,95	0,22	0,88	0,22	0,44	2,38	2,19	4,27	1,56
P7	1,28	0,64	0,46	0,78	0,22	0,32	0,15	0	1,15	1,01	0,42	0,75
	2,55	1,27	0,93	1,57	0,45	0,63	0,30	0	2,30	2,03	0,84	1,51
P8	1,30	0,66	0,57	0,99	0	0,32	0,12	0,21	1,18	1,23	0,33	0,74
	2,59	1,32	1,14	1,97	0	0,64	0,24	0,42	2,36	2,25	0,66	1,49
P11	1,20	0,95	0,29	0,53	0,11	0	0,52	0	0,80	0,61	0,53	1,07
	2,40	1,91	0,58	1,06	0,22	0	1,04	0	1,60	1,22	1,06	2,15
P19	1,62	1,14	0,61	1,17	0,17	0,12	0,33	0,44	1,36	1,27	0,38	1,19
	3,23	2,27	1,22	2,33	0,35	0,24	0,66	0,88	2,73	2,55	0,76	2,37
P7-b	1,08	0,56	0,54	0,72	0,18	0,18	0	0	0,95	0,88	0,27	0,61
	2,16	1,13	1,08	1,44	0,35	0,35	0	0	1,90	1,77	0,53	1,23
P7-P	1,08	0,56	0,54	0,72	0,18	0,18	0	0	1,06	0,94	0,24	0,67
	2,16	1,13	1,08	1,43	0,35	0,35	0	0	2,12	1,89	0,49	1,34
P9-P	1,36	1,11	0,30	0,62	0,50	0,13	0,27	0,50	0,89	0,69	0,58	1,22
	2,72	2,22	0,60	1,25	1,00	0,26	0,54	1,00	1,79	1,38	1,16	2,44
PP16-P	1,58	0,65	0,68	1,28	0,11	0	0,43	0,41	1,51	1,45	0,44	0,77
	3,16	1,29	1,35	2,55	0,22	0	0,86	0,83	3,03	2,89	0,88	1,55
P18-P	1,30	0,36	0,62	1,12	0	0	0,27	0,12	1,27	1,24	0,27	0,44
	2,60	0,72	1,25	2,24	0	0	0,53	0,24	2,54	2,49	0,53	0,89
P22-P	1,58	0,54	0,83	1,33	0,32	0	0,43	0,17	1,54	1,48	0,54	0,75
	3,17	1,08	1,66	2,66	0,65	0	0,87	0,34	3,08	2,97	1,08	1,51
P23-P	1,34	0,39	0,68	1,02	0,21	0,30	0,48	0	1,29	1,19	0,60	0,71
	2,68	0,77	1,36	2,04	0,42	0,60	0,97	0	2,59	2,38	1,21	1,42
2A-P	1,93	1,09	0,99	1,49	0	0	0,49	0,69	1,80	1,69	0,06	1,18
	3,87	2,18	1,98	2,98	0	0	0,98	1,38	3,60	3,39	0,12	2,36
T1-P	1,27	0,34	0,64	0,81	0,36	0,41	0,41	0,20	1,19	1,01	0,68	0,83
	2,53	0,68	1,28	1,62	0,72	0,83	0,83	0,41	2,38	2,02	1,35	1,67
4-P	1,38	0,48	0,69	1,16	0	0	0,25	0,12	1,32	1,30	0,25	0,55
	2,76	0,96	1,37	2,32	0	0	0,50	0,24	2,65	2,61	0,50	1,09
16-B	1,24	0,79	0,29	0,79	0,31	0,12	0,50	0,17	1,02	0,84	0,60	0,97
	2,48	1,57	0,58	1,59	0,63	0,24	1,00	0,33	2,04	1,68	1,20	1,93
T2-P	1,12	0,48	0,59	0,75	0,34	0	0,27	0	1,04	0,93	0,43	0,68
	2,25	0,97	1,18	1,51	0,69	0	0,53	0	2,07	1,87	0,87	1,37
P2	1,30	0,70	0,62	0,99	0	0,12	0	0	1,14	1,62	0,11	1,74
	2,60	1,40	1,25	1,98	0	0,24	0	0	2,27	2,25	0,22	3,48
P12	1,14	0	1,50	0,89	0	1,75	0,11	0,60	1,14	1,62	1,75	1,74
	2,28	0	3,00	1,78	0	3,50	0,22	1,20	2,27	2,25	3,50	3,48
P13	1,56	0,66	1,47	0,98	0,75	2,02	0,68	0,53	1,64	1,67	2,01	1,99
	3,11	1,33	2,94	1,96	1,50	4,03	1,35	1,07	3,29	3,35	4,01	3,99
P14	1,30	0,35	1,43	0,90	0,35	1,76	0	0,43	1,33	1,58	1,76	1,76
	2,60	0,70	2,85	1,80	0,70	3,53	0	0,86	2,66	3,16	3,52	3,52

**Cuadro III.** Índice de correlación entre "operador A" vs "operador B" para cada muestra

Muestra	Índice de correlación (r)
P4-Pa	0,985
P3	0,997
P4	0,998
P5	0,998
P6	0,999
P7	0,999
P8	0,997
P11	0,992
P19	0,988
P7-b	0,999
P7-P	0,999
P9-P	0,998
P16-P	0,996
P18-P	0,998
P22-P	0,993
P23-P	0,980
2A-P	0,993
T1-P	0,999
4-P	1,000
16-B	0,999
T2-P	0,999
P2	0,929
P12	0,937
P13	0,992
P14	0,994

**Cuadro IV.** Índice de correlación entre "operador A" vs. "operador B" para cada moda detrítica

Moda	Qm	Qp	P	K	Lv	Ls	Lm
r	0.95	0.85	0.95	0.67	0.99	0.60	0.19

nal se han observado variedades pertíticas, en ocasiones maculosas, micropertíticas y con textura gráfica (figura 3E).

La plagioclasa (P) es generalmente de composición intermedia (oligoclasa) y presenta hábito tabular, mayormente con maclas polisintéticas y en menor medida de Carlsbad. La alteración más frecuente es sericítica. Algunos cristales más básicos (andesina) muestran marcada zonalidad (recurrente, normal e inversa, en orden decreciente de abundancia) y engolfamientos. Estos cristales aparecen asociados a muestras con abundantes fragmentos líticos volcánicos (Lv) en las muestras P12, P13 y P14; otros muestran texturas mirmequíticas.

Los fragmentos líticos (L) se agrupan en tres tipos: a) sedimentarios y metasedimentarios, b) metamórficos y c) volcánicos. La diferencia entre líticos metasedimentarios y metamórficos se ha realizado sobre la base del tamaño de grano (grado de recristalización) y desarrollo de esquistosidad. Los clastos pelíticos con marcada fisilidad han sido considerados metasedimentarios. Los fragmentos líticos sedimentarios (Ls) incluyen clastos de grano fino (pelitas). En los líticos metamórficos (Lm), los tipos más comunes son esquistos cuarzomíceos clorítico-sericíticos, filitas, variedades microneissicas con foliación, variedades cataclásticas cuarzomíceas y escasos tipos de grano fino (menor a

Cuadro V. Valores de las modas detríticas de las muestras analizadas

Muestra	Qm	Qp	P	K	Ls	Lv	Lm	M	F	L	Lt	P/F
P4-Pa	62	17	8.5	12	-	-	0.5	-	20.5	0.5	17.5	0.41
P3	70	12.8	6	10.8	-	-	0.3	0.34	16.8	0.3	13.1	0.36
P4	81.2	8	1.9	6.4	0.2	-	1	0.2	8.3	1.2	9.2	0.23
P5	83.5	2.2	2.5	10.1	-	0.5	0.6	0.6	12.6	1.1	3.3	0.2
P6	83.5	3.3	2.5	8.4	-	1.6	-	0.5	10.9	1.6	4.9	0.23
P7	85	3.3	3.8	5	0.5	0.8	0.2	-	20.5	0.5	17.5	0.41
P8	83.3	3.7	2.8	8.8	-	0.8	-	0.5	11.6	0.8	4.5	0.24
P11	86.2	8.2	0.7	2.5	-	-	2.3	-	3.2	2.3	10.5	0.21
P19	69.6	12	3	12.6	0.2	-	0.9	1.6	15.6	1.1	13.1	0.19
P7-b	95	2.2	0.8	2.5	-	-	0.6	-	3.3	0.6	2.8	0.24
P7-P	89.6	2.6	2.4	4.3	0.2	0.2	-	-	6.7	0.4	3	0.36
P9-P	83.5	10	0.7	3	1.9	-	0.5	-	3.7	2.4	12.4	0.19
P16-P	72	3.5	5.8	15.6	-	-	1.5	1.4	21.4	1.5	5	0.27
P18-P	83	1	3.4	12	-	-	0.6	-	15.4	03.6	1.6	0.23
P22-P	71.3	2.5	6	17.5	0.9	-	1.6	0.2	23.5	2.5	5	0.25
P23-P	82.3	1.2	4	9.5	0.4	0.7	2	-	13.5	3.1	4.3	0.3
2A-P	65.4	7.8	6.3	16	-	-	1.5	3	22.3	1.5	9.3	0.28
T1-P	84.2	2.2	3.5	5.8	1	1.4	1.4	0.3	9.3	3.8	6	0.37
4-P	81	2	4	12.4	-	-	0.5	-	16.4	0.5	2.5	0.24
16B-P	84.8	5.5	0.7	5.6	0.8	-	2.2	0.2	6.3	3	8.5	0.11
T2-P	88	2	3	5	1	-	0.6	-	8	1.6	3.6	0.37
P2	84	4	3.2	8.6	-	-	-	-	11.8	-	4	0.27
P12	12	-	24	7	-	54	-	3	31	54	54	0.77
P13	18.2	2.8	15.8	6.3	3.6	48.5	2.9	1.8	22.1	55	57.8	0.71
P14	16	1	20.5	7	1	53	-	1.5	27.5	54	555	0.75

0,0652 mm) aplíticos de composición cuarzo-feldespática.

Los líticos volcánicos (Lv) presentes en varias muestras son dominantes sólo en tres muestras (P12, P13 y P14). En las mismas, los granos de origen volcánico están representados por dos tipos. El más abundante corresponde a líticos volcánicos con textura intersertal, pilotáxica y seriada (figura 3F), de composición intermedia, constituidos por plagioclasa intermedia (andesina), augita y minerales opacos. El otro corresponde a líticos volcánicos afaníticos con textura holocristalina a merocristalina, de composición ácida con texturas de tobas soldadas parcialmente recristalizadas o texturas pumíceas. En los casos de devitrificación, se observan texturas felsíticas constituidas por microlitas cuarzo-feldespáticas. Bajo la denominación de "misceláneos" se han agrupado los minerales accesorios; entre ellos se destacan micas (principalmente biotita en diversos estados de alteración, clorita y/o moscovita) minerales opacos, granate y en menor proporción circón y epidoto.

#### ANÁLISIS PETROFACIAL

En el cuadro V se pueden ver las diferencias cualitativas entre las modas detríticas definidas

en diferentes muestras. Es así como la mayoría de las mismas presenta un predominio de Qm como moda principal con porcentajes variables entre 62 y 95. El feldespato (F) se presenta generalmente como moda secundaria, predominando el feldespato potásico (K) sobre la plagioclasa (P) en la mayoría de las muestras. Los líticos en conjunto poseen porcentajes bajos, salvo los volcánicos (Lv) en tres muestras (véase cuadro V). En estas tres últimas, ubicadas estratigráficamente en la parte cuspidal de la sección, la plagioclasa (P) predomina sobre el feldespato potásico (K). Además, en las mismas muestras se observa un importante porcentaje de Lv.

En función de las diferencias antes mencionadas, se han elegido tres parámetros principales para establecer dos petrofacies. Estos parámetros son:

a) Relación de plagioclasa (P) con respecto a feldespato total (F): P/F.

b) Porcentaje de cuarzo monocristalino: %Qm.

c) Porcentaje de líticos volcánicos: %Lv.

El primer parámetro discriminante ha sido sugerido por Dickinson (1970) mientras que el segundo es similar al denominado índice de madurez (MI) usado por diversos investigadores

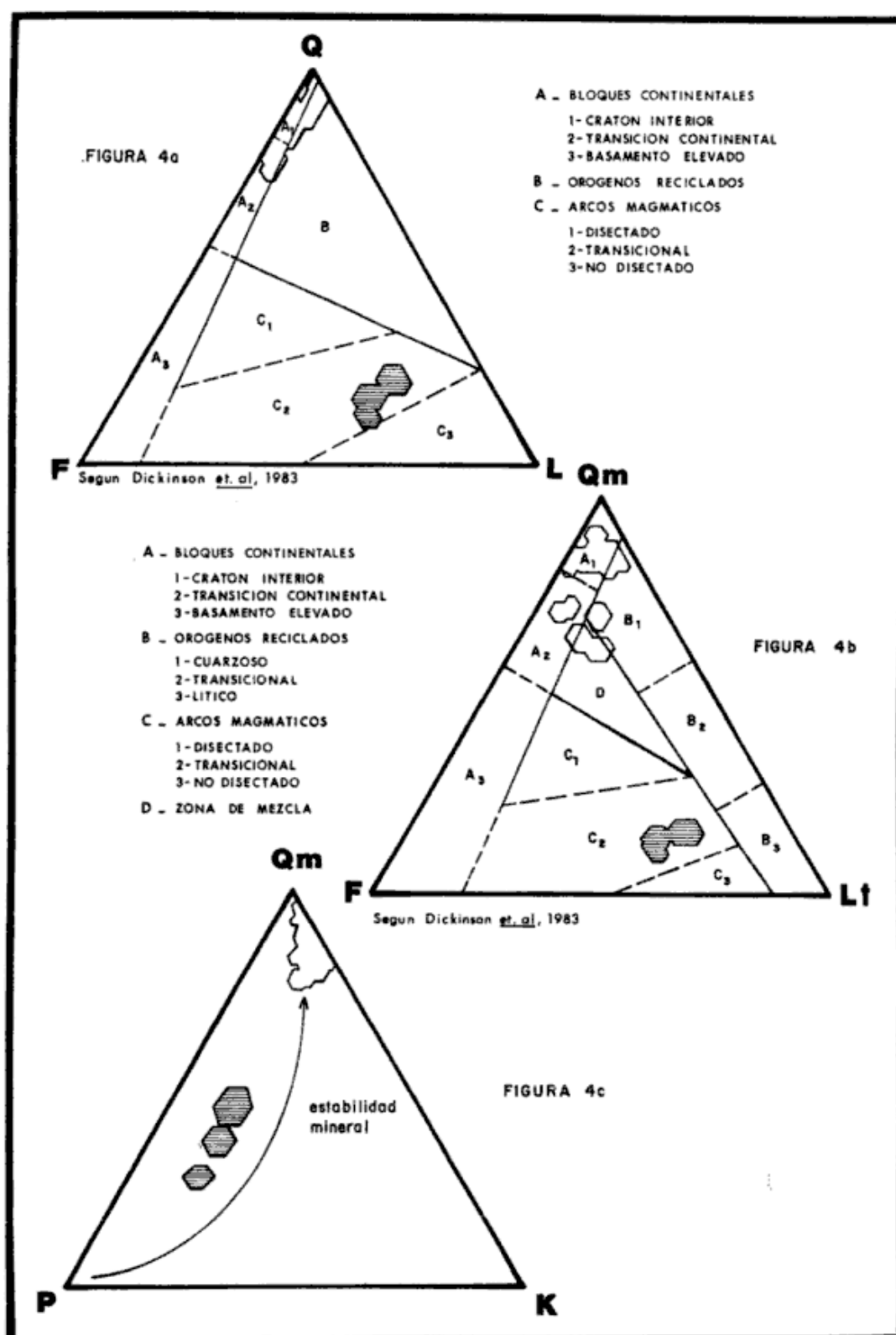


Figura 5: Diagramas (A)QFL, (B)QmFLt y (C)QmPK. Los dos primeros (A y B) comprenden la totalidad de las modas analizadas. En (C) sólo están incluidos los granos monominerales. Cada muestra ha sido graficada con el doble de la desviación promedio (2 s). Muestras correspondientes a la petrofacies A en blanco, muestras de la petrofacies B en rayado. Las subdivisiones de los diagramas (A) y (B) son de acuerdo con la propuesta de Dickinson *et al.* (1983).

**Cuadro VI.** Comparación de modas detríticas para la petrofacies cuarzo-feldespató potásica estudiada en este trabajo.

Procedencia	Qm	Qp	P	K	Lv	Lm	Ls	Referencia
Subprovincia occidental, Atlántico norte occidental, (Cuaternario)	79	8	2	9	1	-	1	Hubert y Neal (1967)
Cuenca neopaleozoica Tarija, F. Tarija Noroeste Argentino (Carbonífero)	80	9	4	6	-	-	1	López Gamundi (1982)
Precordillera central, sector occidental de la cuenca Paganzo, Oeste Argentino (Carbonífero tardío-Pérmico temprano?)	80.5	5.5	4	8	0.5	1	0.5	Este trabajo

**Cuadro VII.** Comparación de modas detríticas para la petrofacies volcano-plagioclásico estudiada en este trabajo

Procedencia	Qm	Qp	P	K	Lv	Lm	Ls	Referencias
Cadena costera de California, unidades arenosas (Neogeno)	16	-	17	8	48	-	-	Lerbekmol (1961)
Islas Shumagin-Sanak, Alaska meridional (Cretácico)	14	2	27	2	52	-	2	Moore (1973)
Precordillera central, sector occidental de la cuenca Paganzo, Oeste Argentino (Carbonífero tardío-Pérmico temprano)	15	2	21	7	53	-	2	Este trabajo

italianos (Zuffa y De Rosa, 1978; Zuffa *et al.*, 1980).

Otro parámetro útil para tener en cuenta como discriminante es el porcentaje de líticos volcánicos (%Lv) generalmente utilizado para discriminar petrofacies de origen volcanoclástico.

En la figura 4 se ha graficado la relación P/F vs %Qm que permite discriminar las dos petrofacies propuestas; una denominada cuarzo-feldespató potásica, caracterizada por una relación P/F baja, alto %Qm y bajo %Lv y una composición Q 73-97, F 3-22 L 0-5, y otra volcano-plagioclásica con una relación P/F alta, bajo %Qm y alto %Lv y composición Q 12-21, F 22-31 y L 55-57.

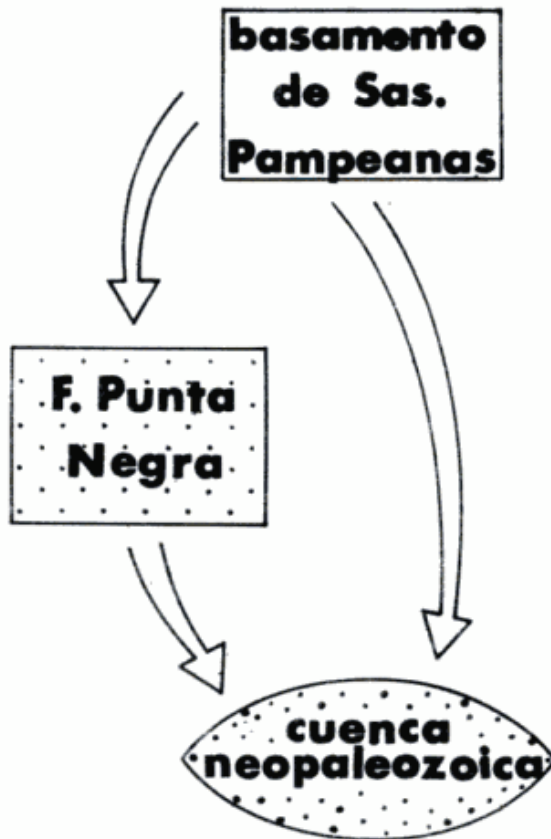
Esta diferenciación sugiere diferentes áreas de aporte. El aumento del %Lv está acompañado por el de P, debido a la presencia de fragmentos volcánicos con fenocristales de plagioclasa como rocas de aporte para la petrofacies volcano-plagioclásica. Estos fragmentos volcánicos se desagregaron durante el transpor-

te dando clastos líticos volcánicos (Lv) compuestos por pasta afanítica y cristales individuales de plagioclasa (P) (Zuffa, 1980). Por lo tanto es evidente la relación directa entre ambas modas (Lv y P).

En contraposición a la abundancia de las modas de P y Lv, aparece la disminución de las modas de Qm, derivado mayormente de rocas plutónicas y metamórficas y de sedimentitas recicladas, y de K, con variedades perliticas y gráficas, derivadas de similares complejos de basamento. La probable participación de Qm de origen volcánico es reducida, debido a la escasa proporción de rocas volcánicas ácidas.

#### COMPARACION DE MODAS DETRITICAS Y CARACTERISTICAS GEOTECTONICAS DE LAS AREAS DE APORTE

La comparación entre ambas petrofacies definidas puede ser observada mejor en los dia-



**Figura 6:** Propuesta de origen de las modas detríticas para la petrofacies cuarzo-feldespató potásica o (A) con contribuciones directas de elementos característicos de complejos ígneo-metamórficos (Sierras Pampeanas) y probable contribución indirecta a través de reciclaje (Formación Punta Negra) y posterior resedimentación en las areniscas neopaleozoicas.

gramas ternarios propuestos por Dickinson *et al.* (1983). En el diagrama QFL (figura 5A) se enfatiza tanto la estabilidad mineral, luego de los procesos de meteorización, relieve de la zona de aporte y mecanismos de transporte, como la proveniencia (Dickinson y Suczek, 1979). Al volcarse los datos obtenidos en este análisis, los datos correspondientes a la petrofacies cuarzo-feldespató potásico aparecen dentro del campo de proveniencia de bloques continentales con tendencia a ubicarse en sectores correspondientes a cratones interiores y en porciones transicionales entre el campo de cratones interiores y de basamento ascendido. En el cuadro VI se pueden comparar las modas detríticas de las petrofacies cuarzo-feldespató potásico con las de varias unidades de similar petrología y consideradas como derivadas de bloques continentales. La evidente similitud de las modas detríticas comparadas en el cuadro VI sugiere parecidos marcos tectónicos de sus áreas de proveniencia.

Las modas detríticas de la petrofacies volcánico-plagioclásica sugieren una proveniencia de

arcos magmáticos (figura 5 y cuadro VII). La escasa cantidad de datos no permite inferir el grado de disección en función del %Lv el cual marca la diferencia entre arcos volcánicos y arcos disectados (plutónicos). Sin embargo es posible que la petrofacies volcánico-plagioclásica corresponda a un arco magmático levemente disectado, dada su ubicación en el diagrama triangular QFL (figura 5A). En efecto, si se comparan las modas detríticas obtenidas con otras derivadas de arcos magmáticos con grados de disección baja a moderada (cuadro VII), se observará la similitud de los datos comparados.

En el diagrama QmFLt (figura 5B) todos los fragmentos líticos aparecen agrupados en un solo polo (Lt). Este diagrama enfatiza el tamaño de grano de las rocas de proveniencia, dado que rocas de tamaño de grano reducido aportan mayor cantidad de fragmentos líticos mientras que las de mayor granulometría generalmente liberan mayor cantidad de granos monocristalinos (Qm y F) que de granos policristalinos (Qp, Ls, Lv, Lm) (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979). La poca diferencia entre los diagramas QFL y QmFLt queda explicada por la escasez de Qp.

Particularmente importante resulta el análisis del diagrama ternario de las modas monocristalinas Qm, P y K (figura 5C). Este diagrama es altamente discriminante de las dos petrofacies definidas ya que la petrofacies cuarzo-feldespató potásico se caracteriza por su alto contenido de Qm y K, mientras que la petrofacies volcánico-plagioclásica contiene bajos contenidos de Qm y K y un alto porcentaje de P.

## DISCUSION

El estudio petrofacial realizado remarca dos potenciales áreas de aporte dentro del cuadro paleogeográfico de la Protoprecordillera y sector occidental de la cuenca de Paganzo para el intervalo Carbonífero-Pérmico. Las areniscas estudiadas muestran que la petrofacies cuarzo-feldespató potásico deriva de una asociación plutónica-metamórfica con probables secuencias sedimentarias asociadas. Esta asociación explica por un lado la presencia de Qm, producto tanto de su proveniencia directa de rocas del complejo plutónico-metamórfico como del proceso de reciclaje a través de secuencias sedimentarias asociadas. La presencia de altos porcentajes de K sugiere, además de la disponibilidad del mineral en las áreas de aporte, condiciones paleogeográficas de topografía abrupta,

rápida erosión y transporte y soterramiento anterior al ataque de los agentes de meteorización.

La secuencia estudiada ha sido depositada en depresiones intermontanas, posiblemente con ejes mayores norte-sur, paralelos a subparalelos al rumbo de estructuración de la Protoprecordillera (figura 2B). Las paleocorrientes obtenidas dan un sentido general de sur a norte (Espejo y López Gamundi, 1984) y sugieren un patrón de paleocirculación axial. Este patrón debió complementarse con aportes laterales. El flanco oriental, dominado por rocas de basamento plutónico-metamórfico, asignadas a las sierras Pampeanas, y una cubierta sedimentaria eopaleozoica, ha aportado la mayoría de los productos detríticos que componen la petrofacies cuarzo-feldespatos potásico. La presencia de clastos de caliza identificados en la porción basal de la secuencia aflorante en el kilómetro 50 (Milana *et al.*, 1987) sugiere la existencia de un alto de composición calcárea (Arco del Zonda) al este de la zona estudiada (Bercowski, 1987). Por otro lado, algunos de los productos de esta petrofacies podrían haber derivado también de aportes laterales del oeste, dado que el dominio de las rocas de la Formación Punta (Devónico medio) y de otras unidades de edad silúrica se extiende hasta la precordillera occidental. Al respecto, González Bonorino (1975) ha sugerido para las rocas de la Formación Punta áreas de aporte plutónico-metamórficas ubicadas en el ámbito de las Sierras Pampeanas. Es posible, por lo tanto, que nos encontremos con un ejemplo de evolución mineral compleja derivada de contribuciones directas y reciclaje de varios elementos detríticos (en especial el Qm) característicos de complejos neopaleozoicos. Uno de estos posibles caminos estaría dado por la contribución directa de rocas de Sierras Pam-

peanas mientras que el otro es el producto del reciclaje de detritos del mismo origen depositados en rocas de la Formación Punta Negra y luego redepositados en las areniscas neopaleozoicas analizadas en este trabajo (figura 6).

Este esquema se complementa con el sector occidental de la Protoprecordillera, donde se instaló el dominio marino de la cuenca Calingasta-Uspallata (figura 2B). Las sedimentitas neopaleozoicas de este sector se apoyan sobre un complejo basamento sedimentario y metasedimentario plegado y fallado. Estos terrenos constituyeron áreas de aporte para la sedimentación neopaleozoica y brindaron desde el punto de vista composicional una asociación con porcentajes moderados de Qm, abundantes líticos sedimentarios, escasos líticos volcánicos y marcada pobreza de feldespatos (petrofacies lítica de López Gamundi y Espejo, 1987). Hacia el este, la Protoprecordillera era colindante con las zonas elevadas correspondientes a las Sierras Pampeanas. Esta última unidad, tras varios eventos magmáticos, constituyó durante este período un área de comportamiento cratónico y cuyas características petrológicas están en parte reflejadas en la composición de la petrofacies cuarzo-feldespatos potásico.

La presencia de la petrofacies volcano-plagioclásica marca la irrupción dentro de las áreas de aporte de terrenos con características de arcos magmáticos. El intervalo petrológico abarcado está restringido a los tramos superiores de la sección, hecho también sugerido por otros autores (Bercowski *et al.*, 1986), y marca el avance del volcanismo choyoiense. Este evento, iniciado en la Cordillera Frontal en el Carbonífero medio (Caminos, 1965) parece migrar lateralmente en forma diacrónica apareciendo en sectores internos de la Precordillera

**Cuadro VII:** Comparación de modas detríticas para la petrofacies volcano-plagioclásica estudiada en este trabajo.

Procedencia	Qm	Qp	P	K	Lv	Lm	Ls	Referencias
Cadena costera de California, unidades arenosas (Neogeno)	16-		17	8	48-	-		Lerbekmo (1961)
Islas Shumagin Sanak, Alaska meridional (Cretácico)	14	2	27	2	52-		2	Moore (1973)
Precordillera central, occidental de la cuenca Paganzo, Oeste Argentino (Carbonífero tardío-Pérmico temprano)	15	2	21	7	53-		2	Este trabajo

durante el Pérmico y probablemente en el Triásico (Ramos *et al.*, 1984). La evidencia de lluvias de cenizas en algunas de las areniscas de las petrofacies volcano-plagioclásica sugiere que contemporáneamente con la sedimentación de las mismas existieron fenómenos volcánicos.

La posibilidad de individualizar este tipo de petrofacies en secuencias neopaleozoicas de la Precordillera constituye un elemento adicional en la dilucidación de la paleogeografía de este intervalo y a su vez marca la creciente influencia del volcanismo de arco hacia el Pérmico como elemento de importancia geotectónica.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a M. S. Alonso, R. Andreis y M. Remesal por sus aportes en temas petrográficos. Este trabajo ha sido financiado por el CONICET y por la Universidad de Buenos Aires. El mismo es una contribución al Proyecto 211 (IUGS-UNESCO) "Paleozoico superior de Sudamérica".

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BERCOWSKI, F. y L. RUZYCKI DE BERENSTEIN, 1986. *Composición de areniscas versus tectonismo en sedimentitas carbónicas de algunas localidades de Precordillera*. 1º Jom. Geol. Precord., Actas, 259-270, Buenos Aires.
- BERCOWSKI, F., 1987. *Estudio sedimentológico y paleoambiental del Carbonífero en la Quebrada de Las Lajas, Sierra Chica del Zonda, provincia de San Juan*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Tesis doctoral, 1-154, Buenos Aires.
- BLATT, H., G. MIDDLETON y R. MURRAY, 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice Hall Inc., 1-781, New Jersey.
- y B. SUTHERLAND, 1969. *Intrastratal solution and nonopaque heavy minerals in shales*. Jour. Sed. Petrol., 39: 591-600, Tulsa.
- CAMINOS, R., 1965. *Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XX (3): 351-392, Buenos Aires.
- CUERDA, A. y G. FURQUE, 1983. *Depósitos carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II: Quebrada La Deheza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 381-391, Buenos Aires.
- DAVIES, D. y E. ETHRIDGE, 1975. *Sandstone composition and depositional environments*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 59: 239-264, Tulsa.
- DICKINSON, W. R., 1970. *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. Jour. Sed. Petrol., 40: 695-707, Tulsa.
- DICKINSON, W. R. y E. RICH, 1972. *Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California*. Geol. Soc. Am., Bull., 83: 3007-3024, Denver.
- y C. SUCZEK, 1979. *Plate tectonics and sandstone composition*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 63: 2164-2182, Tulsa.
- , L. S. BEARD, G. R. BEARD, G. R. BRAKENRIDGE, J. ERJAVEC, R. FARGUSIN, K. INGRAM, R. KNEEP, F. LINDBERG y P. RYBERG, 1983. *Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. Geol. Soc. Am., Bull., 94 (2): 222-235, Tulsa.
- ESPEJO, I., 1984. *Litología y facies del "Paganzo" en los alrededores del km 47 de la ruta San Juan-Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Tesis Lic., 1-78, Buenos Aires.
- y O. LOPEZ GAMUNDI, 1984. *Depósitos continentales del Paleozoico superior del sector central de la Precordillera sanjuanina*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, V: 258-273, Buenos Aires.
- GAZZI, P., 1966. *Le arenarie del flysch di Monghodoro*. Mineralog. Petrog. Acta, 12: 69-97, Roma.
- , G. G. ZUFFA, G. GANDOLFI y L. PAGANELLI, 1973. *Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge fra le foci dell'Isosno e del Foglia: inquadramento regionale*. Soc. Geol. Ital., Mem., 12: 1-37, Roma.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1975. *Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 223-246, Buenos Aires.
- HUBERT, J. y W. NEAL, 1967. *Mineral composition and dispersal patterns of deep-sea sands in the western North Atlantic petrologic province*. Geol. Soc. Am., Bull., 78: 749-771, Boulder.
- INGERSOLL, R., T. BULLARD, R. FORD, J. GRIMM, J. PICKLEX y S. SARES, 1984. *The effect of grain size in detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Jour. Sed. Petrol., 54 (1): 103-116, Tulsa.
- LERBEMERKO, J., 1961. *Genetic relationship among Tertiary blue sandstones in central California*. Jour. Sed. Petrol., 31: 549-602, Tulsa.
- LOPEZ GAMUNDI, O. y M. S. ALONSO, 1982. *Areas de proveniencia de las sedimentitas carbónicas (Formaciones Majaditas, Leoncito y Hoyada Verde), Barreal, provincia de San Juan, Argentina*. Vº Congr. Latinoam. Geol., Actas, II: 481-490, Buenos Aires.
- y A. AMOS, 1986. *Características paleoambientales de las unidades carbónicas de la cuenca Calingasta-Uspallata, San Juan y Mendoza*. 1º Jom. Geol. Precord., Actas: 289-294.
- y I. ESPEJO, 1987. *Petrofacial Analysis of Late Paleozoic Sandstones of Western Argentina: Its Paleotectonic Significance*. AAPG-SEPM Ann. Conv. Abstracts, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 71 (5): 585.
- MACK, G. H., 1978. *The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah*. Sedimentology, 25: 587-604, Oxford.
- , 1984. *Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition*. Jour. Sed. Petrol., 54: 212-220, Tulsa.
- MALONE, P., 1984. *Geología al sur del río San Juan, entre los km 49 y 49,5 de la ruta nacional N° 20, con énfasis en la falla Sassito, Departamento Zonda, provincia de San Juan*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Ex. y Nat., Tesis Lic., 1-59, Buenos Aires.



## Asociación Geológica Argentina

- una secuencia neopaleozoica de la Precordillera de San Juan. Iº Jorn. Geol. Precord., Actas, 295-300.
- MOORE, J., 1973. *Cretaceous continental margin sedimentation, southwestern Alaska*. Geol. Soc. Am., Bull., 84: 595-614, Boulder.
- ODOM, I., T. DOE y R. H. DOTT Jr., 1976. *Nature of feldspar-grain size relations in some quartz-rich sandstones*. Jour. Sed. Petrol., 46: 862-870, Tulsa.
- PETTIJOHN, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Bros., 3ª ed., 1-628, New York.
- RAMOS, V., T. JORDAN, R. ALLMENDINGER, S. KAY, J. CORTES y M. PALMA, 1984. *Chilena: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales*. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 84-106, Buenos Aires.
- SALFITY, J. y S. GORUSTOVICH, 1983. *Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII (3-4): 84-106, Buenos Aires.
- SUTTNER, L. J., A. BASU y G. MACK, 1981. *Climate and the origin of quartz arenites*. Jour. Sed. Petrol., 51: 1235-1246, Tulsa.
- VAN DER PLAS, L. y A. TOBI, 1965. *A chart of judging the reliability of point-counting results*. Am. J. Sci., 263: 87-90.
- ZUFFA, G. G., 1980. *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrol., 49: 21-29, Tulsa.
- y T. De ROSA, 1978. *Petrología delle successione turbiditiche eoceniche della sila nord-orientale (Calabria)*. Mem. Soc. Geol. It., 18: 31-55, Roma.
- , G. GUACHO y S. ROVITO, 1980. *Detrital mode evolution of the rifted continental Longobucco sequence (Jurassic), Calabrian arc, Italy*. Jour. Sed. Petrol., 50 (1): 51-61, Tulsa.

Recibido: 29 de diciembre, 1986  
Aceptado: 16 de junio, 1988.

OSCAR R. LOPEZ GAMUNDI  
IRENE S. ESPEJO

Universidad de Bs. As.  
F.C.E. y N. Departamento de Geología.  
Ciudad Universitaria  
Pabellón 2 - Buenos Aires.

## FE DE ERRATA

En el Tomo XLII (3-4) por un error involuntario se ha omitido en la lista del Comité Editorial al Dr. Luis A. Spalletti, quien forma parte del mismo desde el año 1987.

# LITOESTRATIGRAFIA TERCIARIA DEL SUBSUELO FUEGUINO

Juan C. Riggi

## RESUMEN

Se consideran los aspectos litológicos correspondientes a la sucesión terciaria del subsuelo, atravesada por distintos sondeos practicados en el ámbito fueguino, con el propósito de identificar las asociaciones desarrolladas sobre las sedimentitas cretácicas de la Formación Cabeza de León.

Las formaciones reconocidas y las unidades informales equivalentes son las siguientes: Formación Patagonia ("Serie arenosa"), Formación Río Leona ("Margosa superior", "Glaucónico A") y Formación Campo Bola ("Margosa media", "Glaucónico B", "Margosa inferior", "Senoniano").

Empleando las particularidades de las referidas asociaciones se encaran ensayos de correlación entre los diversos pozos analizados.

## ABSTRACT

Lithological aspects of Tertiary sequence are considered from seven wells drilled in Tierra del Fuego Island, in order to identify the associations developed over the Cretaceous sediments of Cabeza de León Formation.

The following marine formations and their equivalent informal units were recognized: Patagonia Formation ("Serie arenosa"), Río Leona Formation ("Margosa superior", "Glaucónico A") and Campo Bola Formation ("Margosa media", "Glaucónico B", "Margosa inferior", "Senoniano").

Using lithological associations, tests are being aimed to wards the correlation of diverse localities in this Island.

## INTRODUCCION

El presente trabajo, referido a la caracterización litológica de la columna sedimentaria terciaria de la Cuenca Austral, está principalmente orientado a establecer las bases que faciliten futuros ensayos de correlación y por consiguiente, la interpretación del relleno de su sector fueguino. Con él se completa el esquema estratigráfico del subsuelo, objetivo emprendido por el autor en la década pasada (en Flores *et al.*, 1973), mediante un estudio similar de los terrenos cretácicos infrayacentes atravesados en los pozos Pampa Rincón, Cabeza de León y Nueva Argentina.

Con la finalidad de alcanzar un mayor conocimiento regional de aquella parte de la columna geológica, además del material extraído en los mencionados pozos, se ha contado con aquél de los pozos Las Violetas, Uribe, Arroyo Candelaria y Anticlinal Despedida, ubicados al sur de la Bahía de San Sebastián (véase mapa de ubicación, figura 1).

La determinación litológica del Terciario ha sido realizada mediante el análisis de 1520 muestras de cuttings, extraídas a intervalos de 5

y 10 m, adoptando un binocular, un microscopio petrográfico, una tabla de colores (Rock-Color Chart, Geol. Soc. Amer. N. York, 1953) y una cartilla de comparación visual granométrica (American Canadian Stratigraphy, Denver-Calgary). Por otra parte, con el material pelítico correspondiente a la localidad donde la sección alcanza su mayor desarrollo potencial, se procedió a efectuar determinaciones difractométricas sobre las arcillas, con el objeto de establecer la posibilidad de identificar a las distintas unidades estratigráficas y/o realizar comparaciones con análisis similares de otras secciones equivalentes del ámbito continental de la cuenca.

## ANTECEDENTES

La primera información conocida acerca de la estratigrafía del subsuelo correspondiente al sector argentino de Tierra del Fuego, proviene de Criado Roque *et al.* (1959), quienes consiguen que por debajo del Cuaternario se desarrolla una sucesión terciaria integrada, en orden creciente de antigüedad, por las unidades "Serie Arenosa", "Serie Margosa superior", "Glauc-

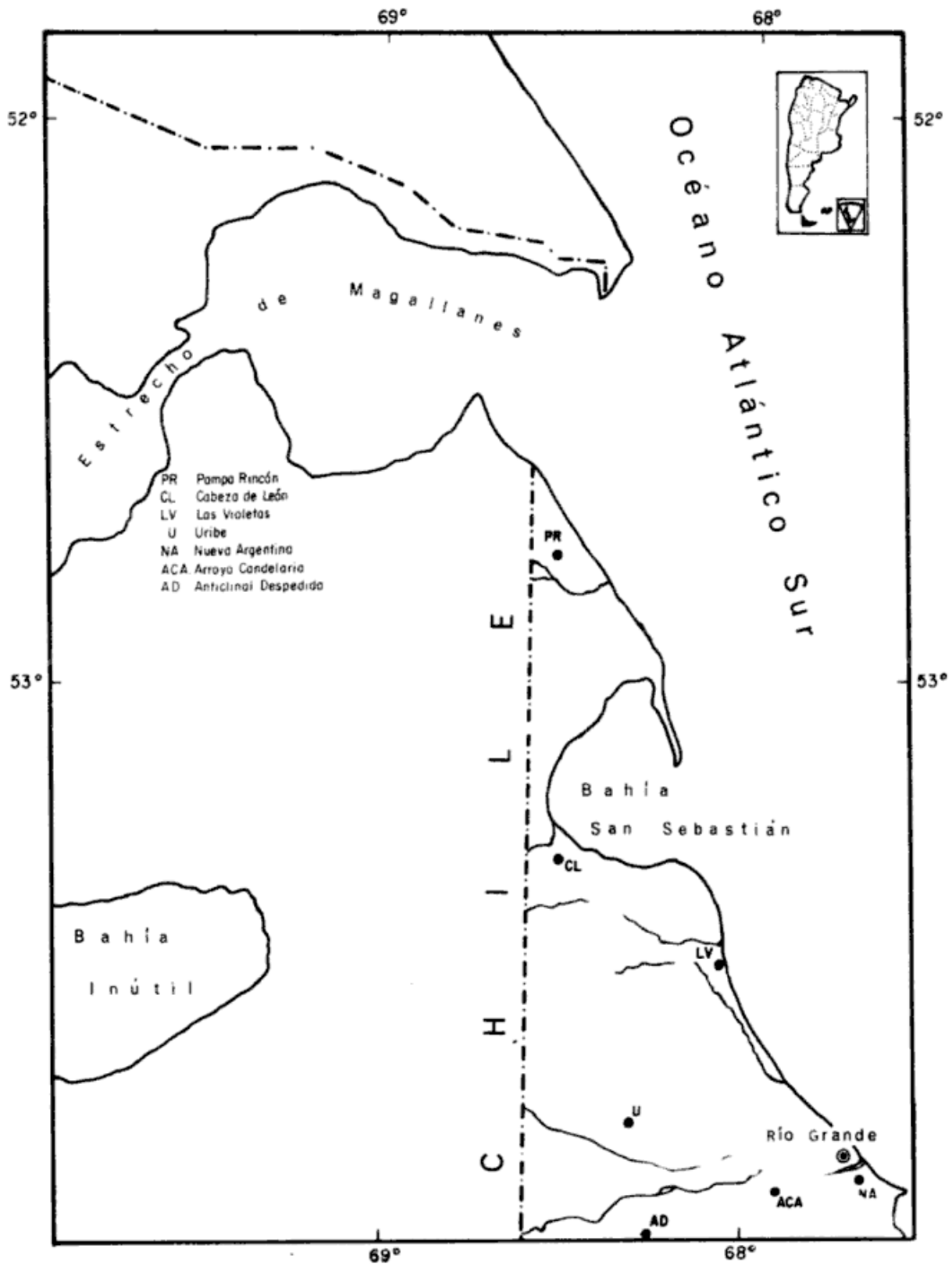


Figura 1: Mapa de ubicación relativa de los pozos.

conítico A", "Serie Margosa media", "Glaucónítico B" y "Serie Margosa inferior". Al respecto es de señalar que en el trabajo referido, se incluye al "Senoniano" en el Cretácico superior, siendo actualmente ubicado en la parte inferior del Terciario.

Russo *et al.* (1980) interpretan que en el Terciario de la Cuenca Austral, podrían separarse tres ciclos sedimentarios. En el ámbito fueguino, el ciclo más antiguo, limitado al Paleoceno y Oligoceno, comprendería a los depósitos del "Senoniano" y de la "Margosa inferior y media", equivalentes en el sector continental a la unidad del subsuelo denominada Formación Campo Bola, que en el sur de la provincia de Santa Cruz se incluye en el Magallaniano inferior, y a las unidades de superficie correspondientes a las Formaciones cerro Dorotea, Calafate, Río Turbio y Man Aike. El ciclo intermedio, que abarcaría el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, comprende a las acumulaciones reconocidas como "Glaucónítico A", "Margosa superior" y "Serie Arenosa", equivalentes a las entidades de superficie denominadas Formaciones Río Leona, Río Guillermo y Patagonia, también en la región continental; en el subsuelo de Río Gallegos sus equivalentes han sido nominadas Magallaniano superior. El ciclo superior, ubicado en el Mioceno, correspondería a las acumulaciones marinas más jóvenes de la Formación Patagonia y a aquellas continentales de la Formación Santa Cruz. Las equivalencias mencionadas han sido comprobadas por correlaciones de los registros eléctricos y determinaciones micropaleontológicas.

Con la finalidad de simplificar la nomenclatura estratigráfica del subsuelo fueguino, los citados autores agruparon en el cuadro correspondiente al "Senoniano" y la "Margosa inferior y media" bajo la denominación de Formación Campo Bola; al "Glaucónítico A" y la "Margosa superior" como Formación Río Leona, reemplazando la nominación de "Serie Arenosa" por la de Formación Patagonia. Además, es de aclarar que no consideran la existencia del "Glaucónítico B", sin fundamentar los motivos.

La Formación Campo Bola comprende a la unidad del subsuelo, bien desarrollada en el sector continental de la cuenca, entre los ríos Santa Cruz y Coyle. Russo y Flores (1972) establecieron que el perfil tipo está representado por el tramo basal del Terciario, atravesado en el pozo de exploración SCS.CB.x-3 (Campo Bola), en el que se distinguen dos secciones. Una inferior, integrada por areniscas glaucóníti-

cas, con buena selección y granos de cuarzo redondeados; otra superior, con predominio de arcillitas grises y escasa participación de areniscas. Además, advierten que la ubicación estratigráfica se ajusta a una zona intermedia entre los depósitos mixtos de la Formación Mata Amarilla y aquellos acumulados en aguas profundas, identificados como Formación Palermo Aike; en el ámbito de Tierra del Fuego estaría representada por "Inoceramus medio y/o superior", de edad cretácica. Sin embargo, Russo *et al.* (1980) aclaran que nuevos estudios demostraron que la Formación Campo Bola se superpone a la Formación Palermo Aike mediante una discordancia, comprobándose asimismo su equivalencia con el "Senoniano" y la "Margosa inferior y media" de Tierra del Fuego.

En el subsuelo, la Formación Campo Bola suprayace en discordancia a los depósitos pelíticos de la Formación Cabeza de León (ex "Inoceramus superior" y "Arcillas fragmentosas"), de edad Cenomaniano-Maastrichtiano inferior? (Flores *et al.*, 1973).

Sobre la aludida unidad y en relación discordante se apoya la Formación Río Leona, denominación originalmente empleada por Roll (1937) para identificar a las sedimentitas de origen continental que afloran al este del río homónimo, en la provincia de Santa Cruz. En el subsuelo y hacia el naciente de esa región, aparecen, según Russo *et al.* (*op. cit.*), interdigitaciones marinas gradualmente más frecuentes, reconocidas por su elevado contenido en material carbonoso, características eléctricas y posición estratigráfica, entre las Formaciones Man Aike y Patagonia. En Tierra del Fuego, estos depósitos alcanzan a ser totalmente marinos y se los identifica con la nominación de "Margosa superior". La sección se completa con el "Glaucónítico A", considerando que los citados autores lo incluyen en el esquema estratigráfico propuesto, como una entidad situada sobre la indicada discordancia y por debajo de la referida en primer término. Por otra parte, correlacionan a la Formación Río Leona con la sección inferior continental de la Formación Río Guillermo, considerándola perteneciente al Oligoceno medio a superior, edad inferida por su posición estratigráfica.

En el ámbito de la isla, resulta muy limitada la información existente acerca de las características de la Formación Patagonia. Dicha denominación ha sido propuesta por los autores mencionados, en reemplazo de la informalmente conocida "Serie Arenosa". Suprayace a la

Formación Río Leona mediante un pasaje gradual y en algunas localidades reconocen un reemplazo "lateral parcial". Se le atribuye una antigüedad comprendida entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

### Litoestratigrafía de los pozos

En la interpretación litoestratigráfica de los pozos considerados, se adoptará la nomenclatura formal propuesta por Russo *et al.* (1980), aunque es de aclarar que la existencia de subdivisiones claramente definidas justifican su identificación, al menos provisoriamente, mediante la denominación informal conocida en la literatura geológica. Al respecto, se advierte que en algunos casos, como acontece en Pampa Rincón y Uribe, resulta problemático el reconocimiento de las referidas subunidades, circunstancia que imposibilita su adecuada ubicación dentro del rango formacional adoptado. En consecuencia, la litología será referida a un tramo indiferenciable, mencionando asimismo las subunidades como probables equivalencias estratigráficas.

Por otra parte, se consigna que por razones técnicas en la realización de los sondeos, se carece de los registros litológicos correspondientes a la parte superior del Terciario y de los depósitos cuaternarios suprayacentes.

#### Pampa Rincón (YPF.TF.PR.x-2)

Ubicación: Sector norte de Tierra del Fuego, a 117 km lineales al noroeste de Río Grande. Coordenadas x: 4.150.432,2; y: 2.531.698,8.

Cota: 89,3 m.

Registro del Terciario: 350-932 m.

#### Formación Patagonia ("Serie Arenosa")

- 350-405 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a finas, carbonáticas y zeolíticas, con abundantes restos de moluscos y corales.
- 405-450 m Limolitas, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillo-arenosas, con restos de moluscos, frústulos de diatomeas circulares (410-420 m) y piritita finamente dividida. Intercalaciones de arcillitas, entre gris oliva claro (5Y 6/1) y gris oliva (5Y 4/1), limosas, carbonáticas y escasamente zeolíticas; carbonatitas sub-esparíticas a esparíticas, oliva claro (10Y 6/2), arcillo arenosas, con glauconita; y areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy gruesas y algo carbonáticas, con guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3) a gris oscuro moderado (Nº 4), muy finas (2-4 mm), constituidas por pelitas muy diagenizadas por silicificación.
- 450-517 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy gruesas, algo conglomerádicas, con guijas

similares a las superiores, matriz arcillosa. Intercalaciones de arcillitas, gris oliva claro (5Y 6/1), limosas, escasamente carbonáticas.

#### Formación Río Leona

##### "Margosa superior"

- 517-610 m Limolitas, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas, finamente carbonáticas, con partículas de piritita.
- 610-682 m Arcillitas, gris oliva claro (5Y 6/1), ligeramente limosas, con partículas de piritita. Intercalaciones de limolitas, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas, con partículas de piritita y muy esporádicos vitroclastos zeolitizados.
- Tramo indiferenciable (Parte inferior de la Formación Río Leona -"Glauconítico A"-; parte superior de la Formación Campo Bola -"Margosa media" y "Glauconítico B").
- 682-813 m Areniscas, entre gris oliva claro (5Y 6/1) y gris oliva (5Y 3/2), muy finas a medianas, muy arcillosas, glauconíticas en granos de hasta 1 mm, disminuyendo en cantidad y dimensiones hacia la parte inferior del tramo. Intercalaciones de arcillitas limosas y limolitas arcillosas, gris oliva claro (5Y 6/1).

#### Formación Campo Bola

##### "Margosa inferior"

- 813-828 m Arcillitas, gris oliva claro (5Y 6/1), algo limosas, con piritita finamente dividida y muy escasos granos de glauconita.

##### "Senoniano"

- 828-855 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy fina a finas, muy glauconíticas y carbonáticas.
- 855-932 m Areniscas, gris verdoso oscuro (5GY 4/1), muy finas a medianas, muy glauconíticas en granos de hasta 1 mm, arcillosas. Intercalaciones de arcillitas, gris oliva claro (5Y 6/1), glauconíticas.

----- discordancia -----

Formación Cabeza de León: Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?

#### Cabeza de León (YPF.TF.CL.e-4)

Ubicación: Proximidades de la Bahía San Sebastián, a 75 km lineales al noroeste de Río Grande. Coordenadas x: 4.092.417; y: 2.530.031.

Cota: 59,7 m

Registro del Terciario: 110-1307 m.

#### Formación Patagonia ("Serie Arenosa")

- 110-221 m **Arcillitas**, gris claro (5Y 6/1), limosas, algo vitroclásticas. Intercalaciones de **carbonatitas** subesparíticas a esparíticas, gris oliva (5Y 3/2), arenosas, algo vitroclásticas.
- 221-275 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), limosas, vitroclásticas. Intercalaciones de **areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas, vitroclásticas y zeolíticas.
- 275-445 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), limosas, en partes carbonáticas. Intercalaciones de **carbonatitas**, gris oliva (5Y 3/2), arcillosas; **areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas, carbonáticas, más abundantes en la parte inferior del tramo.

*Formación Río Leona*

"Margosa superior"

- 445-528 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), ligeramente limosas, algo vitroclásticas, con frecuentes partículas de pirita. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas, gris oliva (5Y 3/2), arcillosas.
- 528-549 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), escasamente limosas, algo vitroclásticas, con partículas de pirita. Intercalaciones de **areniscas**, gris oliva claro (6Y 5/2), muy finas, arcillosas.
- 549-688 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), escasamente limosas y arenosas hacia la parte inferior, con pirita en partículas y de forma globular. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas a subesparíticas, gris oliva claro (5Y 5/2), arcillo arenosas en la parte media del tramo.

"Glaucónítico A"

- 688-780 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 5/2), limo arenosas, con abundante pirita globular. Intercalaciones de **areniscas**, gris oliva claro (5Y 5/2), muy finas a finas, con glauconita más abundante en los niveles inferiores, en partes carbonáticas, arcillosas y zeolíticas; **carbonatitas** subesparíticas de color similar, algo areno arcillosas.

*Formación Campo Bola*

"Margosa media"

- 780-1030 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 5/2) a gris verdoso (5GY 6/1), algo limosas y con abundantes partículas de pirita. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas, de similar coloración, arcillosas.
- 1030-1060 m **Arcillitas** limosas y **limolitas** arcillosas, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), con pirita finamente dividida.

"Glaucónítico B"

- 1060-1120 m **Arcillitas** limosas y **limolitas** arcillosas, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), con glauconita concentrada en delgados niveles y pirita finamente dividida.

"Margosa inferior"

- 1120-1252 m **Arcillitas**, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), limosas, con pirita finamente dividida.

"Senoniano"

- 1252-1289 m **Arcillitas**, gris castaño (5YR 4/1), algo limosas, glauconíticas. Intercalaciones de **areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a finas, muy glauconíticas, principalmente en la parte inferior del tramo, carbonáticas y algo arcillosas; **limolitas** gris castaño (5YR 4/1), glauconíticas, algo arcillosas.
- 1289-1307 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a finas, muy glauconíticas, carbonáticas y algo arcillosas. Intercalaciones de **limolitas**, gris castaño (5YR 4/1), glauconíticas, algo arcillosas.

----- discordancia -----

*Formación Cabeza de León: Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?*

*Las Violetas (YPF.TFLV.x-1)*

Ubicación: A 40,8 km al noroeste de Río Grande y a 7 km al oeste del litoral atlántico. Coordenadas x: 4.072.476,8; y: 2.56 1.725,8. Cota: 8,7 m. Registro del Terciario: 120-1110 m.

*Formación Patagonia ("Serie Arenosa")*

- 120-150 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1) a gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a medianas, ocasionalmente con algunos granos gruesos; pirita en forma de partículas y globular; carbonáticas.
- 180-250 m **Areniscas** muy gruesas hasta conglomerádicas, con guijas muy finas (2-4 mm), redondeadas, gris oscuro moderado (Nº 4), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación.

*Formación Río Leona*

"Margosa superior"

- 250-390 m **Limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), algo areno arcillosas, con abundantes partículas de pirita y muy escasos vitroclastos en la parte inferior del tramo. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas a subesparíticas, gris oliva claro (5Y 6/1), algo arcillosas.
- 390-576 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), en partes limosas, levemente carbonáticas, con partículas de pirita y muy escasos vitroclastos, restos de espículas de esponjas, trozos cribados aparentemente de diatomeas y for-

Asociación Geológica Argentina

mas redondeadas de probables silicoflagelados.

"Glaucónico A"

- 575-600 m **Limolitas**, gris verdoso (5GY 6/1), arcillo arenosas, con glauconita y piritita finamente dividida. Intercalaciones de **arcillitas**, gris verdoso (5GY 6/1), en partes carbonáticas, con glauconita; hacia la parte inferior aparecen **areniscas**, de coloración similar, muy finas, limosas, con glauconita.
- 600-662 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas, algo arcillosas, con glauconita. En la parte inferior del tramo intercalan **limolitas**, de color similar, algo arenosas, con glauconita y partículas de piritita.

Formación Campo Bola

"Margosa media"

- 662-850 m **Arcillitas**, gris verdoso (5GY 6/1), en partes escasamente limosas y carbonáticas, con partículas de piritita. Intercalaciones de **limolitas**, de coloración similar, arcillosas y arenosas en la parte inferior del tramo, con piritita finamente dividida.

"Glaucónico B"

- 850-890 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a finas, glauconíticas, arcillosas y algo carbonáticas. En la parte inferior del tramo aparecen intercalaciones de **carbonatitas** micríticas, gris verdoso claro (5GY 8/1), algo arcillosas y **limolitas**, gris verdoso (5GY 6/1), escasamente arenosas, muy glauconíticas.

"Margosa inferior"

- 890-1018 m **Arcillitas**, gris verdoso (5GY 6/1), algo limosas y carbonáticas, en partes ligeramente arenosas, con piritita finamente dividida y de forma globular; en la parte inferior del tramo aparecen granos de glauconita.

"Senoniano"

- 1018-1027 m **Arcillitas**, gris verdoso (5GY 6/1), glauconíticas, escasamente carbonáticas, con partículas de piritita. Intercalaciones de **areniscas**, color similar, muy finas, muy glauconíticas, algo arcillosas y carbonáticas.
- 1027-1110 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a finas, muy glauconíticas en granos de hasta 1,5 mm, algo arcillosas y carbonáticas, con algunos fragmentos de colofano. Intercalaciones de **arcillitas**, de coloración similar, algo arenosas y carbonáticas, más frecuentes en la parte inferior del tramo

----- discordancia -----

Formación Cabeza de León: Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?

Nueva Argentina (YPF.TF.NA.x-1)

Ubicación: A 5 km al sureste de Río Grande.  
 Coordenadas x: 4.034.138; y: 2.586.226.  
 Cota: 13,45  
 Registro del Terciario: 155-1530 m

Formación Patagonia ("Serie Arenosa")

- 155-190 m **Arcillitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), algo limosas, en partes con material zeolítico. Intercalaciones de **areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), finas, predominando en la parte inferior del tramo, con algunas guijas redondeadas, gris oscuro moderado (Nº 4), muy finas (2-4 mm), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación.
- 190-242 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), finas a medianas, con algunos granos gruesos y pequeños restos carbonosos, zeolíticas y carbonáticas.
- 242-262 m **Limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas, algo zeolíticas, con restos de moluscos.
- 262-300 m **Areniscas**, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), finas, carbonáticas. Intercalaciones de **limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), en partes gris verdoso (5GY 6/1), arcillosas, algo zeolíticas.
- 300-322 m **Limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas.
- 322-366 m **Areniscas**, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), finas a medianas, con granos gruesos a muy gruesos y guijas muy finas (2-4 mm), redondeadas, gris oscuro moderado (Nº 4), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación, carbonáticas y en parte zeolíticas. Intercalaciones de **limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas.

Formación Río Leona

"Margosa superior"

- 366-574 m **Limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy arcillosas. Intercalaciones de **areniscas**, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso claro (5GY 8/1), finas a medianas, carbonáticas, con partículas de piritita.

"Glaucónico A"

- 574-766 m **Limolitas**, entre gris oliva claro (5Y 6/1) y gris oliva (5Y 4/1), arcillosas, con glauconita en los 50 m superiores del tramo, finamente micáceas entre los 600 y 620 m, y partículas de piritita más abundantes entre los 570 y 580 m. Intercalaciones de **areniscas**, de similar coloración, muy finas, con glauconita, arcillosas.

*Formación Campo Bola*

"Margosa media"

766-1036 m **Limolitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas, con escasos y pequeños granos de glauconita en la mitad inferior del tramo. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas, gris oliva claro (5Y 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), carbonáticas.

"Glaucónítico B"

1036-1097 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas, muy glauconíticas, arcillosas. Intercalaciones de **limolitas**, de color similar, arcillosas, con glauconita.

"Margosa inferior"

1097-1367 m **Arcilitas**, entre gris claro moderado (Nº 6) y gris moderado (Nº 5), algo limosas, débilmente carbonáticas, con abundantes partículas de pirita.

1367-1400 m **Arcilitas**, gris moderado (Nº 5), limosas, con partículas de pirita y escasa glauconita. Intercalaciones de **carbonatitas** subespartíticas, gris claro moderado (Nº 6), arcillosas, con escasa glauconita.

"Senoniano"

1400-1530 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas, glauconíticas, limo arcillosas, en partes carbonáticas entre los 1410 y 1420 m. Intercalaciones de **arcilitas**, gris oliva claro (5Y 6/1) a gris oliva (5Y 4/1), limosas, con abundantes partículas de pirita.

----- discordancia -----

*Formación Cabeza de León: Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?*

*Arroyo Candelaria (YPF.TF.ACA.x-1)*

Ubicación: A 14,5 km al este de la estancia Cauchicol. Coordenadas x: 4.030.357,55; y: 2.574.140,77.

Cota: 40,15 m

Registro del Terciario: 170-1913 m.

*Formación Patagonia ("Serie Arenosa")*

170-225 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), finas a medianas, carbonáticas, en partes **zeolíticas**, con escasas guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3), muy finas 2-4 mm, de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación. Intercalaciones de **carbonatitas** micríticas, gris amarillento (5Y 8/1), arcillosas; y **arcilitas**,

de similar coloración, algo limosas.

225-287 m **Arcilitas**, gris oliva claro (5Y 6/1), algo limosas, en partes con abundante pirita de forma globular. Intercalaciones de **areniscas**, de color similar, finas, arcillosas.

287-304 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a medianas, arcillosas, con guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3), muy finas a finas (2-8 mm), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación.

304-352 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), gruesas a muy gruesas, algo conglomerádicas, con guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3), muy finas a finas (2-8 mm), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación.

*Formación Río Leona*

"Margosa superior"

352-457 m **Arcilitas** limosas y **limolitas** arcillosas, gris verdoso (5GY 6/1), en partes algo arenosas y carbonáticas, con partículas de pirita concentrada en algunos niveles. Intercalaciones de **areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas, arcillosas, ligeramente carbonáticas.

"Glaucónítico A"

457-760 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a gruesas, con glauconita, arcillosas. Intercalaciones de **limolitas**, de color similar, arcillosas, con abundantes partículas de pirita.

760-908 m **Limolitas**, gris verdoso (5GY 6/1), algo arenosas, con glauconita y abundantes partículas de pirita. Hacia la parte inferior del tramo viran al gris claro moderado (Nº 6) y son ligeramente carbonáticas. Intercalaciones de **areniscas**, gris claro (Nº 7), muy finas a medianas, con glauconita, arcillosas.

*Formación Campo Bola*

"Margosa media"

908-1065 m **Limolitas**, gris claro moderado (Nº 6), arcillosas, algo carbonáticas, con abundantes partículas de pirita y muy aislados granos de glauconita. Intercalaciones de **areniscas**, entre gris claro moderado (Nº 6) y gris claro (Nº 7), muy finas a finas, arcillosas, en partes carbonáticas y muy aislados granos de glauconita.

1065-1215 m **Limolitas**, gris claro moderado (Nº 6), arcillosas, ligeramente carbonáticas, con partículas de pirita y raros granos de glauconita. Intercalaciones de **areniscas**, gris claro (Nº 7), muy finas a medianas, carbonáticas.

1215-1267 m **Limolitas**, gris claro moderado (Nº 6), arcillosas, algo arenosas y carbonáticas, con abundantes partículas de pirita. Intercalaciones de **areniscas**, gris claro (Nº 7), muy finas, carbonáticas, en parte con muy aislados granos de glauconita.



"*Glaucónico B*"

1276-1352 m **Limolitas**, gris claro moderado (Nº 6), en partes arcillosas y ligeramente carbonáticas, con abundantes partículas de pirita. Intercalaciones de areniscas, de coloración similar, muy finas a finas, arcillosas, con glauconita, algo carbonáticas.

"*Margosa inferior*"

1352-1600 m **Arcillitas**, gris claro moderado (Nº 6) a gris moderado (Nº 5), limosas a limo arenosas, en partes algo carbonáticas, con abundantes partículas de pirita y aislados granos de glauconita. Intercalaciones de areniscas, gris claro moderado (Nº 6), muy finas a finas, arcillosas y algo carbonáticas, con raros granos de glauconita; **carbonatitas** subespartíticas, gris claro (Nº 7), algo arcillosas.

"*Senoniano*"

1816-1845 m **Arcillitas**, entre gris verdoso (5GY 6/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1), en partes limosas, finamente arenosas y carbonáticas, con abundantes partículas de pirita. Intercalaciones de areniscas, de similar coloración, muy finas a finas, arcillosas, con glauconita.

1845-1913 m **Arcillitas**, gris moderado (Nº 5) en la parte superior del tramo, y entre negro verdoso (5GY 2/1) y gris verdoso oscuro (5GY 4/1) en el inferior, muy glauconíticas, en partes limo arenosas, ligeramente carbonáticas y con abundantes partículas de pirita. Intercalaciones de areniscas, entre gris verdoso oscuro (5GY 4/1) y gris verdoso (5GY 6/1), muy finas, glauconíticas, arcillosas, algo carbonáticas y con abundantes partículas de pirita.

----- discordancia -----

**Formación Cabeza de León:** Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?

*Urbe* (YPF.TF.U.x-2)

Ubicación: A 41,4 km al oeste de Río Grande, entre las lagunas Arturo y del Carbón. Coordenadas x: 4.044.419; y: 2.545.340.

Cota: 85 m.

Registro del Terciario: 250-1987 m.

**Formación Patagonia** ("Serie Arenosa")

250-270 m **Areniscas**, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a finas, en partes arcillosas, carbonáticas y zeolíticas, con escasa glauconita. Intercalaciones de **limolitas**, de coloración similar, arcillosas, algo carbonáticas, con partículas de pirita y escasa glauconita.

270-300 m **Carbonatitas** micríticas, gris oliva claro (5Y 6/1), arcillosas. Intercalaciones de **arcillitas**, gris verdoso oscuro (5GY 4/1), finamente arenosas, con partículas de pirita y glauconita.

300-340 m **Areniscas**, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a finas, arcillosas, en partes carbonáticas, con glauconita.

340-405 m **Conglomerado** de guijas muy finas a finas (2-8 mm), constituido por guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3) a gris muy claro (Nº 8) con tinte verdoso, de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación. La matriz es arenosa muy fina a muy gruesa, levemente aglutinada por material arcilloso.

Tramo indiferenciable (Formación Río Leona -"Margosa superior", "Glaucónico A"-, parte de la Formación Campo Bola -"Margosa media", "Glaucónico B" y "Margosa inferior"-).

405-650 m **Limolitas**, gris claro (Nº 7), arcillosas, algo arenosas, ligeramente carbonáticas, con partículas de pirita y raros granos de glauconita. Intercalaciones de areniscas, gris claro moderado (Nº 6), muy finas, arcillosas y micáceas.

650-890 m **Areniscas**, gris claro moderado (Nº 6), muy finas a finas, arcillosas, en partes micáceas y con muy escasos granos de glauconita. En la parte inferior del tramo aparecen **limolitas**, de color similar, algo arenosas, con pirita finamente dividida y partículas carbonáticas.

890-1900 m **Arcillitas**, gris moderado (Nº 5) a gris claro moderado (Nº 6), en partes limosas, ligeramente carbonáticas y con partículas de pirita. Intercalaciones de areniscas, gris claro moderado (Nº 6), muy finas, arcillosas, en partes algo carbonáticas y con muy escasos granos de glauconita, más abundantes entre los 1300 y 1200 m.

**Formación Campo Bola**

"*Senoniano*"

1900-1925 m **Limolitas**, gris claro moderado (Nº 6), arcillosas, algo arenosas y carbonáticas, glauconíticas, con pirita finamente dividida. Intercalaciones de areniscas, de coloración similar, muy finas, glauconíticas, en partes muy carbonáticas y micáceas; **arcillitas**, de similar coloración, algo arenosas, glauconíticas, con partículas de pirita.

1925-1987 m **Areniscas**, gris verdoso oscuro (5GY 4/1), muy finas, arcillosas, muy glauconíticas. Intercalaciones de **limolitas** y **arcillitas**, de similar coloración, las primeras arenosas arcillosas; ambas son glauconíticas, ligeramente carbonáticas y contienen partículas de pirita. En la parte inferior del tramo aparecen **carbonatitas** espartíticas, gris claro (Nº 7), arcillosas y glauconíticas.

----- discordancia -----

**Formación Cabeza de León:** Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?

*Anticlinal Despedida* (YPF.TF.AD.x-1)

Ubicación: A 43,5 km al suroeste de Río Grande. Coordenadas x: 4.023.092,87, y: 2.547.940,31.

Cota: 67,88 m.

Registro del Terciario: 150-2660 m.

*Formación Patagonia* ("Serie Arenosa")

- 150-440 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a finas, hasta medianas en la parte inferior del tramo, limo arcillosas, en partes carbonáticas y zeolíticas, con piritita globular. Intercalaciones de limolitas y arcillitas, de coloración similar, con abundantes partículas de piritita.
- 440-570 m Limolitas y arcillitas, gris oliva claro (5Y 6/1), en partes arenosas. Intercalaciones de areniscas similares a las superiores.
- 570-580 m Areniscas gruesas a muy gruesas, conglomerádicas, con guijas redondeadas, gris oscuro (Nº 3), muy finas (2-4 mm), de rocas pelíticas muy diagenizadas por silicificación.

*Formación Río Leona*

"Margosa superior"

- 580-650 m Limolitas y arcillitas, gris oliva claro (4Y 6/1), en partes finamente arenosas, con partículas de piritita. Intercalaciones de areniscas, de similar coloración, muy finas a medianas, limo arcillosas, en partes carbonáticas.
- 650-1035 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a medianas, en partes gruesas, limo arcillosas y algo carbonáticas. Intercalaciones de limolitas y arcillitas, de similar coloración, finamente arenosas, con partículas de piritita.
- 1035-1440 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a medianas, limo arcillosas, carbonáticas. Intercalaciones de limolitas arcillosas y arcillitas limosas, de coloración similar, con abundantes partículas de piritita.

"Glaucóntico A"

- 1440-1520 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a medianas, limo arcillosas, en partes carbonáticas, con glauconita. Intercalaciones de limolitas gris oliva (5Y 4/1), algo arenosas, con abundantes partículas de piritita.
- 1520-1630 m Limolitas, gris oliva (5Y 4/1), arenosas, con partículas de piritita. Intercalaciones de areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), muy finas a medianas, limo arcillosas, en partes carbonáticas, con glauconita.
- 1630-1660 m Areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), finas a medianas, limo arcillosas, con glauconita. Intercalaciones de limolitas, gris oliva (5Y 4/1), arenosas, con partículas de piritita.

*Formación Campo Bola*

"Margosa media"

- 1660-2000 m Limolitas y arcillitas, gris oliva (5Y 4/1), en partes algo arenosas, con partículas de piritita. Intercalaciones de areniscas, gris oliva claro (5Y 6/1), finas a medianas, limo arcillosas.

"Glaucóntico B"

- 2000-2010 m Areniscas, gris claro moderado (Nº 6), muy finas a medianas, limo arcillosas, en partes algo carbonáticas. Intercalaciones de limolitas y arcillitas, gris moderado (Nº 5) a gris oscuro moderado (Nº 4), en partes algo arenosas, con partículas de piritita.

"Margosa inferior"

- 2010-2504 m Limolitas y arcillitas, gris moderado (Nº 5) a gris oscuro moderado (Nº 4), con partículas de piritita. Intercalaciones de areniscas, gris claro moderado (Nº 6), muy finas a medianas, limo arcillosas.

"Senoniano"

- 2504-2660 m Arcillitas y limolitas, gris oscuro moderado (Nº 4) a gris moderado (Nº 5), glauconíticas, con partículas de piritita. Intercalaciones de areniscas, gris verdoso (5GY 6/1), muy finas a medianas, glauconíticas, limo arcillosas y con partículas de piritita.

----- discordancia -----

*Formación Cabeza de León:* Sucesión pelítica del Cenomaniano-Maastrichtiano inferior?

Analisis Estratigráfico

Con la acumulación de las sedimentitas pelíticas marinas correspondientes a la Formación Cabeza de León (Flores *et al.*, 1973) se completa durante los tiempos cretácicos la evolución del sector fueguino de la Cuenca Austral y se inicia en el Terciario un nuevo ciclo sedimentario marino, en el que se reconocen las siguientes unidades.

*Formación Campo Bola*

Los depósitos terciarios comienzan con el denominado "Senoniano", integrando un tramo que se distingue generalmente del resto de la sucesión terciaria por su coloración más oscura, debido principalmente a la abundante participación de glauconita.

La litología está representada por areniscas, arcillitas y limolitas. Las primeras son muy finas a finas, en algunos casos hasta medianas (Pampa Rincón), con elevado contenido de glauconita, alcanzando en algunos niveles cantidades superiores al 90 % (Cabeza de León, Arroyo Candelaria). En relación a su posible significado genético y estratigráfico, es de señalar su coexistencia con fragmentos fosfáticos en las areniscas y arcillitas asociadas (Las Violetas).

Las areniscas se encuentran corrientemente aglutinadas por material arcilloso y carbonático. Las arcilitas y limolitas son respectivamente algo limosas y arcillosas, con variable participación de micrita y de glauconita en granos más pequeños que los contenidos en las areniscas. Ocasionalmente participan carbonatitas esparíticas hasta micríticas, con abundante glauconita y escaso material arcilloso (Uribe).

Con respecto a la factibilidad de realizar ensayos de correlación con equivalentes litoestratigráficos de otras áreas de la cuenca, se considera oportuno destacar las siguientes observaciones. El tramo atravesado entre los 670 y 677 m de profundidad, del pozo SC.1 ubicado en las inmediaciones del puerto Coig, contiene areniscas y carbonatitas, muy glauconíticas, con granos de cuarzo bien redondeados (Riggi, en Malumíán *et al.*, 1971). Al respecto, es de suponer que la presencia de glauconita en porcentajes elevados y la particular morfología de los granos referidos, al configurar una característica de la parte inferior del Terciario, podría resultar un criterio apropiado para la correlación estratigráfica. Estas particularidades, advertidas con anterioridad en el sector continental de la cuenca (Riggi, 1969), ha sido de utilidad en la correlación del Terciario inferior del pozo SC.1, con las areniscas atravesadas entre los 1065 y 1120 m del pozo SCS.CB.1 y entre los 1114 y 1180 m del pozo SCS.EM.1. Asimismo, en el pozo SC.2, situado en las inmediaciones del cabo Buen Tiempo, el mismo autor (Riggi, 1979), registró en terrenos del Eoceno, un tramo que comienza a los 789 m de profundidad, constituidos por areniscas glauconíticas con granos de cuarzo bien redondeados y pequeños nódulos fosfáticos.

Con ciertas reservas, Russo y Flores (1972) dan a conocer un cuadro estratigráfico en el que establecen las probables correlaciones regionales entre las tres comarcas en que dividen a la Cuenca Austral. Para la intermedia, extendida entre los ríos Shehuen y Gallegos, manifiestan que las areniscas glauconíticas con cuarzo bien redondeado, definen la sección inferior de una nueva unidad a la que denominaron Formación Campo Bola, indicando como perfil tipo al pozo SCS.CB.x-3. Estos autores no equiparan a esta unidad con el "Senoniano" del subsuelo de Tierra del Fuego, pero al último lo correlacionan con la Formación Man Aike extendida al norte del río Shehuen. El precedente esquema fue modificado por Russo *et al.* (1980) mediante el estudio de nuevos pozos y de su contenido

microfaunístico, cuyos resultados han permitido correlacionar a la Formación Campo Bola con la Formación Man Aike atravesada en los pozos situados al norte del río Santa Cruz. Asimismo, equiparan a la sección inferior de la Formación Campo Bola con el tramo que en el ámbito fueguino corresponde al denominado "Senoniano".

De acuerdo a las observaciones practicadas en el presente estudio, si bien las areniscas del "Senoniano" del sector fueguino resultan también glauconíticas, su granometría es más fina, el cuarzo es porcentualmente menos abundante y sus granos carecen de contornos bien redondeados. En consecuencia, es probable que las particularidades distintivas entre las areniscas de ambas regiones, se vinculen a diferentes áreas de procedencia, en el primer caso condicionadas bajo un régimen marino de plataforma y en el segundo, controladas por un ambiente de aguas más tranquilas y profundas. Al respecto, es de advertir que la supuesta profundización ambiental hacia el sector fueguino, es coincidente con el mayor desarrollo del paquete sedimentario en dirección al sur del mismo.

Acercas de las relaciones estratigráficas, Russo *et al.* (1980) reconocen la existencia de una discordancia entre la Formación Campo Bola y la infrayacente Formación Palermo Aike del subsuelo de Río Gallegos. A la vez consignan que la unidad referida en primer término, infrayace en discordancia a la Formación Río Leona. La existencia de la discordancia que precede a la acumulación de la Formación Campo Bola, estaría corroborada por la participación de abundante glauconita. Este argumento ha sido sostenido por Goldman (Twenhofell, 1926) y Kasakov (Carrozi, 1960), autores que consideran que la abundante generación de este mineral, asociado a depósitos arenosos, generalmente está vinculada a discordancias de diversas magnitudes.

Sobre la sección inferior se apoya en aparente concordancia la "Margosa inferior", la cual conjuntamente con el "Glauconítico B" y la "Margosa media" integran la sección superior de la mencionada entidad formacional. El marcado cambio litológico registrado entre ambas secciones, define el límite que separa el tramo inferior arenoso, del superior con predominio de sedimentitas pelíticas. En los pozos Arroyo Candelaria, Nueva Argentina, Cabeza de León y Las Violetas, los tramos correspondientes a estas subunidades se encuentran definidas por sus variaciones litológicas, en cambio en los restantes pozos no es factible su identificación

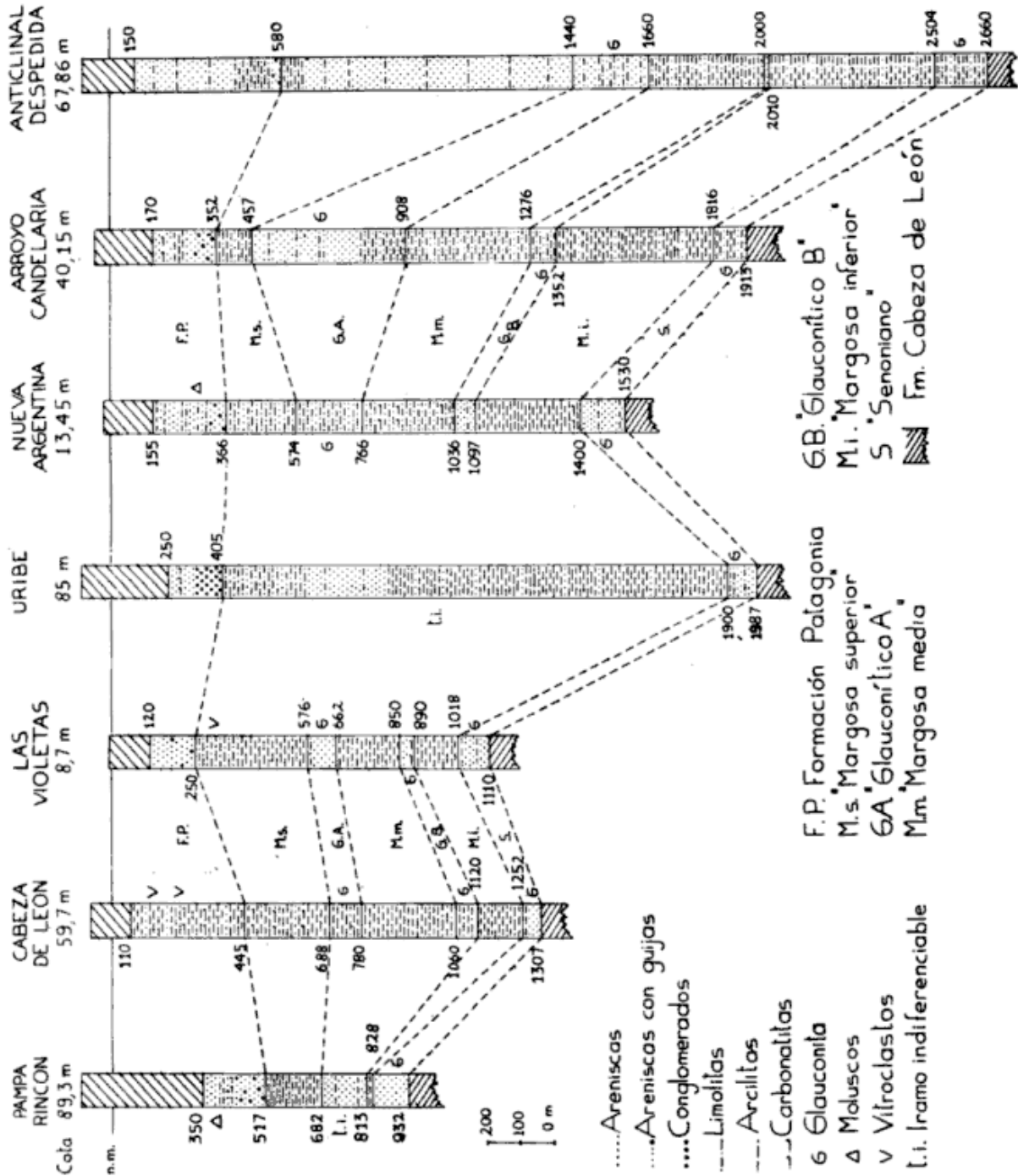


Figura 2: Principales particularidades y correlación de pozos.

debido a la inexistencia de las referidas variaciones.

La "Margosa inferior" se halla principalmente representada por arcilitas, algo limosas a limo arenosas, ligeramente micríticas. El "Glaucónítico B" presenta una asociación de areniscas y limolitas. Las primeras son muy finas a medianas, por lo común con glauconita relativamente abundante, matriz limo arcillosa y en parte algo carbonáticas; en algunos casos, como en Las Violetas se intercalan carbonatitas micríticas. En Cabeza de León, se presenta como una asociación de arcilitas y limolitas, con glauconita concentrada en delgados niveles. La "Margosa media" es esencialmente pelítica; en los pozos Arroyo Candelaria y Nueva Argentina está constituida por limolitas arcillosas, algo carbonáticas, con algunas intercalaciones de areniscas y muy escasas carbonatitas, mientras que en Las Violetas y Cabeza de León por arcilitas escasamente limosas y carbonáticas, con algunas intercalaciones de carbonatitas arcillosas.

En cuanto a la identificación de las subunidades en cuestión, caben consignar las siguientes apreciaciones. Del análisis del pozo Anticlinal Despedida, surge que la sección superior está representada por una sucesión pelítica indiferenciada, abarcando el tramo comprendido entre los 2504 m y 1660 m, profundidades que limitan al "Senoniano" y al "Glaucónítico A", respectivamente. Sin embargo, es posible que la variación litológica registrada entre los 2010 y 2000 m, represente en parte al "Glaucónítico B", considerando su similitud litológica y cromática con la existente en esta subunidad claramente definida en el pozo Arroyo Candelaria. La litología del pozo Uribe muestra aún menor poder resolutivo en la identificación de la sección superior aludida, como asimismo de las subunidades de la suprayacente Formación Río Leona. Se trata de una espesa acumulación de sedimentos pelíticos, extendidos entre los 1900 y 890 m, profundidades que limitan al "Senoniano" y a la Formación Patagonia. En el pozo Pampa Rincón, se reconocen tres tramos; uno inferior principalmente pelítico (828-813 m), otro medio con predominio de areniscas (813-682 m) y el superior también pelítico (682-517 m) limitando con la Formación Patagonia. Al evaluar las características litológicas y sus relaciones estratigráficas, se considera que el tramo inferior y el tramo superior corresponden, respectivamente, a las subunidades "Margosa inferior" y "Margosa superior". El tramo

intermedio, al integrar un conjunto litológico sin solución de continuidad constituido por areniscas portadoras de glauconita con pelitas subordinadas, imposibilita el reconocimiento de los depósitos equivalentes a las subunidades "Glaucónítico B", "Margosa media" y "Glaucónítico A". En el pozo Cabeza de León, la sección superior es asimismo principalmente pelítica, limitando con el "Senoniano" y el "Glaucónítico A", a los 1252 y 780 m de profundidad. En este caso, las variaciones en el contenido de glauconita permiten diferenciar tres tramos. El intermedio, caracterizado por la concentración de glauconita entre los 1120 y 1060 m, es considerado equivalente al "Glaucónítico B", mientras que los tramos infra y suprayacentes al mismo, coresponderían a las subunidades "Margosa inferior" y "Margosa media". En la sección superior correspondiente al pozo Las Violetas se repite, entre los 1018 y 662 m, las variaciones señaladas en el pozo anterior. Desde los 890 hasta los 850 m, se destaca un tramo muy glauconítico con areniscas y limolitas asociadas, equiparable al "Glaucónítico B". Consecuentemente, el tramo limitado entre los 1018 y 890 m correspondería a la "Margosa inferior", mientras que el comprendido entre los 850 y 662 m definiría a la "Margosa media". En el pozo Nueva Argentina dicha sección está claramente definida entre los 1400 y 766 m de profundidad. En su parte inferior se reconoce un tramo constituido por arcilitas, que abarca desde la primera profundidad hasta los 1097 m, equivalente a la "Margosa inferior". Entre los 1097 y 1036 m se verifica una abundante participación de glauconita en una asociación de areniscas y limolitas, que identifica al "Glaucónítico B". En la parte superior y hasta los 766 m, vuelven a aparecer sedimentitas pelíticas representadas por limolitas con escasas intercalaciones carbonáticas y areniscas carbonáticas, correspondientes a la subunidad "Margosa media".

En el pozo Arroyo Candelaria, la sección superior está limitada entre los 1816 y 908 m; en ella se distinguen tres tramos, con variaciones graduales entre los mismos. Entre los 1816 y 1352 m aparece una sucesión de arcilitas limo arenosas, en partes carbonáticas, con escasas areniscas arcillosas y carbonatitas subesparíticas, estas últimas más frecuentes en la parte basal del tramo, al que se lo considera equivalente a la "Margosa inferior". A partir de los 1352 m de profundidad, las mencionadas arcilitas pasan gradualmente a limolitas en parte arcillosas y algo carbonáticas, asociadas con areniscas con

glaucionita, integrando el conjunto y hasta los 1276 m al "Glaucónítico B". El tramo superior, extendido desde la última profundidad hasta los 908 m, está constituido por limolitas algo carbonáticas, asociadas con areniscas asimismo carbonáticas, más numerosas en el sector medio del tramo, representando a la "Margosa media".

#### *Formación Río Leona*

A la Formación Campo Bola le suceden los depósitos correspondientes a la Formación Río Leona, integrada por el "Glaucónítico A" (inferior) y la "Margosa superior" (superior). En el cuadro estratigráfico referido a unidades de la Cuenca Austral, Russo *et al.* (1980), separan mediante una discordancia no argumentada en el texto, al "Glaucónítico A" de la subyacente "Margosa media". En consecuencia, es probable que dicha discontinuidad física haya sido inferida por observaciones realizadas en afloramientos de unidades equivalentes ubicadas en la región continental de la provincia de Santa Cruz.

El "Glaucónítico A" del subsuelo fueguino puede ser fácilmente identificado en los pozos Arroyo Candelaria, Anticlinal Despedida, Nueva Argentina, Las Violetas y Cabeza de León, por la existencia de variaciones litológicas caracterizadas por la mayor participación de areniscas y glauconita, en relación a las subunidades infra y suprayacentes esencialmente pelíticas; estas variaciones se encuentran respectivamente limitadas entre los 908 y 457 m, 1660 y 1440 m, 766 y 574 m, 662 y 576 m, y 780 y 680 m de los citados pozos. Predominan las areniscas y limolitas, asociadas con arcilitas y carbonatitas muy subordinadas. Las areniscas presentan una granometría muy fina variable hasta mediana, y gruesa en algunos casos, con material intersticial arcilloso en parte carbonático. Las limolitas y arcilitas son algo arenosas y/o ligeramente carbonáticas. Las carbonatitas son micríticas y contienen material arcilloso hasta arenoso. La glauconita participa en todo el espesor de esta subunidad en los pozos Arroyo Candelaria, Anticlinal Despedida y Las Violetas, mientras que en Nueva Argentina se encuentra limitada a la parte superior de la misma. En cambio, en el pozo Cabeza de León la distribución de glauconita muestra variaciones porcentuales en el desarrollo del tramo, disminuyendo progresivamente hacia los niveles superiores. En la sucesión pelítica comprendida entre los 1900 y 890 m del pozo Uribe, profundidades que delimitan a la sección inferior de la Formación Campo Bola y a la Forma-

ción Patagonia, la inexistencia de apreciables variaciones litológicas imposibilitan la subdivisión estratigráfica. No obstante, se estima probable que el tramo identificado sólo por un mayor contenido en glauconita, entre los 1300 y 1200 m, podría corresponder a alguna de las subunidades glauconíticas. En el pozo Pampa Rincón, la sucesión litológica difiere aún más del esquema estratigráfico establecido para esta parte del Terciario. En el tramo comprendido entre los 813 y 682 m, profundidades que limitan a la "Margosa inferior" y la "Margosa superior", se agrupan areniscas y sedimentitas pelíticas subordinadas, en partes con glauconita, que al integrar un conjunto litológico sin solución de continuidad dificulta la identificación de las subunidades intermedias.

La litología de la "Margosa superior" está principalmente representada por arcilitas limosas y limolitas arcillosas; en algunos pozos son algo arenosas y carbonáticas (Arroyo Candelaria) hasta escasamente vitroclásticas (Cabeza de León, Pampa Rincón). En algunos niveles arcillosos se han hallado muy escasas espículas de esponjas, fragmentos cribados aparentemente de diatomeas circulares y formas redondeadas de probables silicoflagelados. Intercalan muy escasas areniscas muy finas a medianas, con raros granos muy gruesos, arcillosas y ligeramente carbonáticas (Arroyo Candelaria) o algo zeolíticas (Nueva Argentina). Asimismo, se encuentran ocasionales carbonatitas micríticas a subesparíticas, en algunos casos arcillosas y arenosas (Cabeza de León).

El reconocimiento de esta subunidad se ve facilitado por su litología pelítica homogénea y contrastante con aquélla que caracteriza a las subunidades infra y suprayacentes, como fuera registrado en los pozos Pampa Rincón, Cabeza de León, Las Violetas, Nueva Argentina, Arroyo Candelaria y Uribe, limitadas entre los 682-577, 688-445, 576-250, 574-366, 457-352 y 650-405 m, respectivamente. En cambio, en el pozo Anticlinal Despedida, la inexistencia de perceptibles variaciones litológicas, en relación a la subunidad infrayacente, imposibilita precisar su límite inferior. Por ello, provisoriamente dicho límite se lo ubica a los 1440 m, profundidad donde se registran pequeñas variaciones en el registro eléctrico.

#### *Formación Patagonia*

Acercas de las relaciones estratigráficas de la Formación Patagonia con la unidad infrayacente, Russo *et al.* (1980), consignan que aquélla la suprayace mediante un pasaje concordante, agregando que entre las mismas también existe

un reemplazo lateral parcial. Esta unidad se encuentra caracterizada por la abundante presencia de areniscas con sedimentitas pelíticas y carbonatitas muy subordinadas contrastando con la litología de la subyacente "Margosa superior". Asimismo, es importante advertir que la participación de guijas constituidas por rocas pelíticas oscuras y muy diagenizadas, que integran una parte de las areniscas o las acumulaciones conglomerádicas, adquieren significación como criterio estratigráfico, en seis de los siete pozos analizados.

El pozo Cabeza de León muestra una sucesión litológica correspondiente a esta unidad y la infrayacente, diferente a la reconocida en los restantes casos, predominando los sedimentos pelíticos en su conjunto. El límite entre ambas unidades ha sido tentativamente fijado a los 445 m, por considerar que a partir de esa profundidad, aparece en dichos sedimentos mayor cantidad de limo y comienzan a manifestarse las intercalaciones de areniscas y carbonatitas. En la mitad superior de la entidad aparecen elementos vitroclásticos, en parte abundantes, como frecuentemente acontece en el Terciario superior marino de otras localidades del ámbito continental (Riggi en Malumián *et al.*, 1971; Riggi, 1979).

Las areniscas presentan una granometría entre muy fina y muy gruesa, en algunos casos con proporciones variables de las guijas mencionadas anteriormente. El material intersticial es carbonático y/o arcilloso, con pequeños cristales zeolíticos aislados hasta agrupados en mosaicos, incluyendo también vitroclastos menudos (Cabeza de León). En los niveles más jóvenes se encuentran restos fosilíferos de moluscos y corales (Pampa Rincón). Las arcilitas y limolitas son respectivamente limosas y arcillosas, ambas en parte algo carbonáticas y zeolíticas. En algunos casos contienen restos de moluscos y escasos frústulos de diatomeas circulares (Pampa Rincón, Nueva Argentina) o vitroclastos relativamente abundantes (Cabeza de León). Entre las carbonatitas predominan las de tipo micrítico, comunmente con participación de

material arcilloso y/o arenoso; en las de tipo subesparítico se han observado numerosas partículas vitroclásticas (Cabeza de León). Las acumulaciones conglomerádicas, principalmente desarrolladas en el pozo Uribe, están constituidas por guijas muy finas a finas (4-16 mm) generalmente de color oscuro, procedentes de terrenos pelíticos muy diagenizados por silicificación. La matriz es arenosa muy fina a muy gruesa, débilmente aglutinada por material arcilloso, en la que participan granos de cuarzo lechoso, micas y fragmentos líticos compuestos por las siguientes asociaciones mineralógicas: plagioclasa-anfíbol, cuarzo-feldespato-biotita, sílice microcristalina-epidoto-anfíbol, cuarzo-pirita, cuarzo-clorita y muy escasas pastas de textura intersertal.

Las particularidades litológicas de las unidades descriptas y la correlación de los pozos, se encuentran representadas en la figura 2.

#### Mineralogía de las arcillas

Con el propósito de aplicar un método distintivo al litológico en la identificación de las unidades consideradas, se realizaron análisis difractométricos sobre muestras arcillosas correspondientes a diferentes tramos del Terciario atravesado en el pozo Arroyo Candelaria. Al respecto, resulta obvio que para alcanzar resultados más confiables, hubiera sido apropiado realizar las determinaciones con muestras de la totalidad de los pozos, pero es de advertir que inconvenientes técnicos imposibilitaron su concreción. No obstante, se estima que estos resultados parcializados, adquieren cierto valor como punto de comparación con aquéllos obtenidos en estudios previos en otros sondeos practicados en la región continental de la cuenca (Malumián *et al.*, 1971; Riggi, 1979).

Los resultados de los análisis referidos son los siguientes <sup>(1)</sup>:

(1) Las muestras fueron procesadas en estado natural, glicoladas y calcinadas, mediante un equipo Philips, empleando radiación CuK (1,54 Å) con velocidad de registro de 2° por minuto. Los resultados tienen valor estimativo, debido a que se calculan por las intensidades de reflexión.

(m)	(%)	(%)	clorita (%)
170 - 210	28	31	41
360 - 370	36	23	41
590 - 630	38	38	24
815 - 890	14	40	46
890 - 1300	19	36	45
1370 - 1785	25	31	44
1800 - 1915	30	35	35

De la comparación de los valores obtenidos, se destaca el tramo ubicado entre los 815 y 890, correspondiente a la parte inferior del "Glauconítico A", caracterizado por su bajo contenido en montmorillonita. De mantenerse esta baja relación porcentual en otras localidades, dicha particularidad podría utilizarse, como hipótesis de trabajo, en la identificación de la subunidad aludida.

Por otra parte, estos resultados difieren marcadamente de aquéllos determinados sobre muestras extraídas en los pozos SC.1 (Malumián *et al.*, *op. cit.*) y SC.2 (Riggi, *op. cit.*), correspondientes al Terciario del sector continental de la cuenca, ubicados en las inmediaciones de puerto Coig y Río Gallegos, respectivamente. Al cotejar los mencionados valores se aprecia que la montmorillonita resulta notoriamente más abundante en el sector continental referido superando en general el 90 %, mientras que la illita y la caolinita están presentes con valores muy bajos o incluso faltan, indicando una probable disminución de la primera y el consiguiente incremento de las restantes, hacia el sur de la cuenca.

#### Condiciones ambientales generales

El invariable predominio de una coloración grisácea y gris verdosa en las sedimentitas estudiadas, como asimismo la presencia de pirita finamente dividida y que generalmente reemplaza a diminutos residuos carbonosos, implica la persistencia de condiciones reductoras en el desarrollo de la sucesión terciaria.

En cuanto a la glauconita, si bien su participación resulta prácticamente continua, aunque escasa, en gran parte de la mencionada sucesión, sólo alcanza concentraciones considerables en algunos tramos de la misma. En opinión de Kasakov (Carrozi, 1960), la concentración de este material, y principalmente cuando se encuentra asociado a nódulos fosfáticos en areniscas, como acontece por ejemplo en el "Senonian" del pozo Las Violetas, indicaría condiciones ambientales de plataforma donde la sedimentación clástica es lenta o muy restringida. Al respecto Odin y Matter (1981) consignan que los ambientes marinos someros y bien oxigenados no reúnen las condiciones apropiadas para la generación de glauconita, agregando que en la actualidad este mineral aparece en ambientes marinos abiertos a profundidades superiores a los 50 m.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor deja expresa constancia de su reconocimiento a las autoridades de YPF, quienes han facilitado el material para la realización del estudio, como asimismo al doctor F. Roellig por su colaboración con las determinaciones difraccionómicas.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- CARROZI, A. V., 1960. *Microscopic Sedimentary Petrography*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- CRIADO ROQUE, P., C. DE FERRARIIS, A. MINGRAMM, E. ROLLERI, I. B. SOMONATO y T. SUERO, 1959. *Cuencas sedimentarias de la Argentina*. Bol. Inf. Petrol., N° 320: 816-834.
- FLORES, M. A., N. MALUMIAN, V. MASIUK y J. C. RIGGI, 1973. *Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (4): 407-437, Buenos Aires.
- MALUMIAN, N., V. MASIUK y J. C. RIGGI, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC.1, provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 175-208, Buenos Aires.
- ODIN, G. S. y A. MATTER, 1981. *The glauconiarum origine*. Sedimentology (28): 611-641.
- ROLL, A., 1937. *Estudio geológico de la zona entre el río Shehuen y el río Santa Cruz*. YPF, (inéd.), Buenos Aires.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1972. *Patagonia austral extra andina*. Geol. Reg. Arg., I° Simp. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- , — y H. DI BENEDETTO, 1980. *Patagonia austral extra andina*. Geol. Reg. Arg., II° Simp. (II). Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- RIGGI, J. C., 1969. *Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos de la sección inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC.1, SC.EM.1 y SC.CB.1 (Santa Cruz)*. IV° Jorn. Geol. Arg., Actas, 1: 509-517.
- , 1977. *La Formación Springhill en el subsuelo de Tierra del Fuego*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII (3): 176-189, Buenos Aires.
- , 1979. *Estratigrafía cretácico-terciaria del subsuelo de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (4): 255-270, Buenos Aires.
- TWEENHOFELL, W. H., 1926. *Treatise on sedimentation*. Williams and Wilkins Co., Baltimore.

Recibido: 20 de febrero, 1987

Aceptado: 16 de abril, 1988

JUAN CARLOS RIGGI

CONICET  
Dirección Nacional de Minería y Geología  
Av. Santa Fe 1548 - 12° piso  
1060 Buenos Aires



## NOTAS BREVES

## LA FORMACION POTRERO SECO: UNA NUEVA HIPOTESIS SOBRE SU UBICACION ESTRATIGRAFICA (PALEOZOICO DEL SISTEMA DEL FAMATINA)

Carlos O. Limarino

### INTRODUCCION

Durante el levantamiento de la Hoja Geológica Villa Unión, de Alba (1954) llamó la atención sobre una secuencia sedimentaria que por sus características de composición distintivas y ubicación estratigráfica, reconoció como unidad independiente y llamó Formación Potrero Seco. Los únicos afloramientos conocidos de la formación se encuentran en un área bastante restringida, ubicada al norte del cerro Potrero Seco, aproximadamente a los 29°14'S (véase de Alba, *loc. cit.*). Ultimamente el acceso a estas exposiciones se ha visto facilitado por la huella que partiendo del pie de la Cuesta de Miranda llega hasta 1 km al sur del puesto El Vallecito. Desde allí es necesario remontar a pie o con animales el río Miranda y luego el río Blanco hasta llegar a las inmediaciones del puesto Viejo, paraje próximo a los afloramientos aquí analizados.

La unidad se encuentra formada por sedimentitas silicoclásticas (conglomerados y areniscas) que descansan en relación de no concordancia sobre el basamento granítico (Formación Ñuñorco); en su techo es cubierta por rocas de la Formación Patquía (Pérmico), pero la relación no es normal pues una falla se interpone entre ambas unidades. Al ocuparse de la edad de la secuencia de Alba (*loc. cit.*) la ubica en su capítulo de sedimentos precarbónicos refiriéndola al Devónico superior o Carbonífero inferior. Años más tarde de Alba (1979) señala "no habiéndose encontrado fósiles ni evidencias que permitan determinar su edad, sólo puede referirse al Devónico superior".

En esta nota se llama la atención sobre la posible correlación litológica entre la Formación Potrero Seco y los afloramientos de la parte in-

ferior de la Formación Agua Colorada descritos por Russo (1946), Turner (1960) y Limarino (1985). Es importante destacar que de acuerdo a información paleontológica, la Formación Agua Colorada es considerada de edad carbonífera media a superior.

### CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS DE LA FORMACION POTRERO SECO

Con alguna pequeña variación en los espesores, el perfil recorrido de la Formación Potrero Seco confirma todas las características ya señaladas por de Alba (1954, 1979). Al respecto, conviene efectuar una pequeña descripción de las exposiciones: los conglomerados se ubican en la base del perfil con una potencia próxima a los 85 metros, se disponen en estratos aparentemente tabulares, por lo general muy gruesos y macizos. Los contactos son difusos y frecuentes las intercalaciones de areniscas gruesas y medianas. Los clastos son de composición variada, principalmente de areniscas, granitos, pizarras, cuarzo de vena; la matriz es de grano fino comúnmente arena fina, muy fina y en algunos casos limo. Es destacable el contraste en la forma de los clastos, ya que coexisten desde formas angulosas a bien redondeadas, siendo remarcable la presencia de clastos facetados y de formas groseramente pentagonales.

La parte superior del perfil (unos 80 m) está formada principalmente por psamitas, que sólo de cuando en cuando intercalan niveles de conglomerados, generalmente lenticulares. Las areniscas son de grano fino a mediano (hasta sabulíticas), de color gris blanquecino y gris rosado, se presentan en bancos muy gruesos, macizos o con burda estratificación plana.

Todo el conjunto hasta aquí descrito se encuentra bastante cubierto por derrubio, lo que dificulta notablemente su descripción y la correcta valoración de los espesores. A lo dicho se suma la silificación que han sufrido buena parte de las rocas en las proximidades de la zona de falla.

De lo dicho precedentemente conviene destacar algunos puntos de especial importancia: 1) la presencia de clastos facetados y de formas groseramente pentagonales, 2) la textura fina de la matriz de los conglomerados, 3) la falta de estructuras internas en la mayoría de los estratos, 4) el ambiente de sedimentación continental que señalara de Alba (1979) para los conglomerados.

### LOS AFLORAMIENTOS DE LA FORMACION AGUA COLORADA, EN LA QUEBRADA DE LAS GREDAS

Unos 27 km al nor-noreste del cerro Potrero Seco se observa uno de los afloramientos más orientales de la Formación Agua Colorada (Carbónico). Las exposiciones se distribuyen a lo largo de una estrecha faja limitada por fallas de rumbo aproximadamente norte-sur sobre ambas laderas de la quebrada de Las Gredas (véase Turner, 1960). En particular, los afloramientos de la Formación Agua Colorada considerados por Russo (*loc. cit.*) y Turner (*loc. cit.*) como "tillitas" son los que resultan de importancia para esta nota. Se trata de psefitas del tipo matriz-sostén, con clastos desde bien redondeados a angulosos de tamaño variable (entre 10 y 30 cm) que en casos excepcionales pueden alcanzar hasta 150 cm. La fracción mayor se encuentra formada principalmente por fragmentos de cuarzo, rocas graníticas, metamorfitas de bajo grado y algunas sedimentitas de grano fino. La matriz es arenosa fina o limosa siendo destacable la presencia de clastos facetados y estriados. Estas rocas son totalmente macizas y la delimitación de estratos es en muchos casos imposible.

Las areniscas, desde finas a gruesas (en ciertos casos gujarrosas y sabulficas), son deleznales, macizas y de color gris blanquecino (para una descripción más extensa véase Limarino, 1985). Se desea advertir que las exposiciones descriptas no son las únicas de edad carbonífera que afloran en la quebrada de Las Gredas, sino que sólo corresponden al tercio inferior de la Formación Agua Colorada y son las que intere-

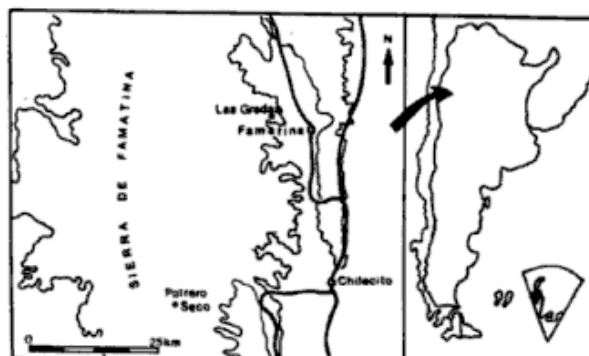


Figura 1: Mapa de ubicación.

san a los fines de la presente nota. El conjunto es similar al que aflora en las faldas del cerro Potrero Seco, no sólo en las características de las rocas involucradas sino también en el ordenamiento vertical de la secuencia.

### CONSIDERACIONES FINALES

La correlación litológica entre las secuencias del cerro Potrero Seco y las de la quebrada de Las Gredas, es difícil de establecer con certeza. Es evidente que existen importantes similitudes, pero las pruebas recogidas no son concluyentes ni definitivas. Sin embargo, en opinión del autor es importante destacar la posibilidad de que las rocas de ambos afloramientos se correspondan, y por lo tanto la Formación Potrero Seco pueda ser considerada en el futuro como una facies de la Formación Agua Colorada. Si ello fuera así la edad de los afloramientos en cuestión debería ser sensiblemente más joven y probablemente carbonífera media a superior.

Planteada esta hipótesis, conviene analizar la escasa información que proporcionan los afloramientos de Potrero Seco. Por sus relaciones estratigráficas, sólo puede concluirse una edad post-devónica inferior a media, teniendo en cuenta que la unidad apoya sobre el granito de la Formación Ñuñorco. Si bien en su techo la relación no es normal, parecen existir pocas dudas de que las rocas aquí tratadas son anteriores a la depositación de la Formación Patquía y por lo tanto más antiguas que el Pérmico inferior. La edad devónica superior señalada por de Alba (*loc. cit.*) es a la luz de la información presentada posible. Sin embargo, la hipótesis aquí planteada de que los afloramientos de Potrero Seco

deban ser referidos a la parte inferior de la Formación Agua Colorada es también probable y ayudaría a explicar algunos puntos de interés. En especial la muy restringida distribución areal de la unidad, la que de considerarse incluida en la Formación Agua Colorada presentaría obviamente una más amplia extensión geográfica. Al mismo tiempo, es importante hacer notar que no se observan otras unidades devónicas con características similares a las aquí señaladas en todo el Sistema del Famatina.

Un elemento de juicio adicional (aunque no exento de un cierto grado de subjetividad) lo brinda el probable ambiente de sedimentación. La presencia de clastos facetados, estriados, de formas groseramente pentagonales y de conglomerados gruesos con matriz arenosa fina o limosa en los dos afloramientos aquí tratados, parece sugerir similares y peculiares condiciones ambientales de formación.

En síntesis, se plantea aquí la hipótesis de que la Formación Potrero Seco es equivalente a los depósitos glaciógenos de la Formación Agua Colorada (facies D en el sentido de Limarino *loc. cit.*) y por lo tanto es probable para estas rocas una edad carbonífera media a superior.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor, único responsable de las opiniones aquí vertidas, desea agradecer al Dr. Enrique de

Alba la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- de ALBA, E., 1954. *Descripción geológica de la Hoja 16c, Villa Unión, provincia de La Rioja*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 82, Buenos Aires.  
—, 1979. *El Sistema del Famatina*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., I: 349-395, Córdoba.
- LIMARINO, C., 1985. *Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina*. Univ. de Buenos Aires, Tesis Doctoral, (inéd.), Buenos Aires.
- RUSO, A., 1946. *Investigaciones geológicas en la vertiente oriental de la Sierra de Famatina (provincia de La Rioja)*. Univ. de Buenos Aires, Tesis Doctoral, (inéd.), Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja)*. Acad. Nac. Cienc., Bol., 42: 77-126, Córdoba.

Recibido: 12 de junio, 1987

Aceptado: 29 de setiembre, 1987

#### CARLOS O. LIMARINO

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
CONICET  
Ciudad Universitaria - Pabellón II  
1428 Buenos Aires

## CARACTERIZACION ESTRUCTURAL DE LA FORMACION PUNCOVISCANA DENTRO DEL BASAMENTO DEL NORTE ARGENTINO

Ricardo Mon y Fernando Hongn

En el norte argentino a lo largo de la Cordillera Oriental aflora una franja de esquistos de bajo grado de metamorfismo que han sido frecuentemente atribuidos a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960) o correlacionados con ella. El análisis estructural basado en el estudio de las mesoestructuras indica que dentro de esta franja hay dos entidades bien definidas que muestran estilos de deformación diferentes y discordantes entre sí. Ambas han sido incluidas bajo la misma denominación sin duda por su similitud litológica (filitas y esquistos gris verdosos) pero fuera de la litología no hay ningún criterio geológico riguroso que permita atribuirles a la misma unidad estratigráfica. Están dispuestas con orientación norte-sur (véase mapa figura 1A). El contacto entre ellas en los sectores estudiados (norte de la provincia de Tucumán, Valle de Lerma, Quebrada de Humahuaca, Sierra de Santa Victoria) no aflora por estar cubierto por las secuencias sedimentarias más jóvenes, sin embargo las relaciones geológicas regionales sugieren que éste es tectónico y que la unidad occidental cabalga a la oriental. Estas relaciones son claras al menos en lo que se refiere a la tectónica andina aunque es probable que los cabalgamientos andinos representen una reactivación de corrimientos antiguos, prepaleozoicos? (véase mapa esquemático de la figura 1A).

La unidad oriental se caracteriza por la presencia de pliegues con planos axiales verticales o volcados hacia el oeste (figura 1B), acompañados de un clivaje de plano axial que frecuentemente es un verdadero bandeado tectónico. Fuera de este plegamiento hay indicios de deformaciones posteriores de menor intensidad sobrepuestas a la principal. Estas en algunos casos producen otras generaciones de pliegues o simplemente están representadas por superficies penetrativas que cortan al clivaje de primera generación. Los pliegues están más desarrollados hacia el sur, por ejemplo en la Sierra de San Javier. En el extremo norte no se observan pliegues posteriores a los primeros. Los afloramientos de la localidad tipo de la Formación Puncoviscana (Turner *op. cit.*) en las proximidades de Santa Victoria Oeste, provincia de Salta, están incluidos dentro de esta franja oriental. Esta se extiende hacia el sur por la margen oriental de la quebrada de Humahuaca y del valle de Lerma (provincia de Salta) y empalma con las sierras del noreste de Tucumán. Sus manifestaciones más australes están representadas por la sierra de San Javier (figura 1A).

La franja occidental se caracteriza por un plegamiento mucho más intenso dado por pliegues de tipo "chevron" muy apretados volcados hacia el naciente acompañados por un fuerte

clivaje de plano axial (figura 1B y perfil A de la figura 1C). Sobre las capas plegadas por este primer episodio están sobreimpresas otras deformaciones responsables de la generación de nuevas superficies de clivaje y de bandas de "kinking". El plegamiento principal en el sector septentrional de esta franja, específicamente al norte de la latitud de la ciudad de Salta, presenta pronunciado buzamiento tanto hacia el norte como hacia el sur. Son frecuentes los pliegues cuyos ejes buzán más de  $50^\circ$ . Hacia el sur los ejes de los pliegues están próximos a la horizontal (véase figura 1D). En ambos tramos se mantiene el plegamiento de tipo chevron. Los afloramientos más representativos se encuentran en los perfiles de la margen occidental de la quebrada de Humahuaca, quebrada del Toro y valle del río Choromoro (provincia de Tucumán). Esta entidad occidental hacia el oeste pasa gradualmente hacia facies más deformadas y metamorfizadas especialmente a los llamados "esquistos bandeados" (González Bonorino, 1950).

Dadas las marcadas diferencias en el estilo de deformación de estas dos franjas, resulta imposible pensar en un pasaje transicional de una a otra ya que no se trata de un cambio en la intensidad de la deformación sino de deformaciones distintas que responden a sistemas de esfuerzos también distintos. No hay elementos tectónicos comunes a ambas entidades que puedan correlacionarse con certeza.

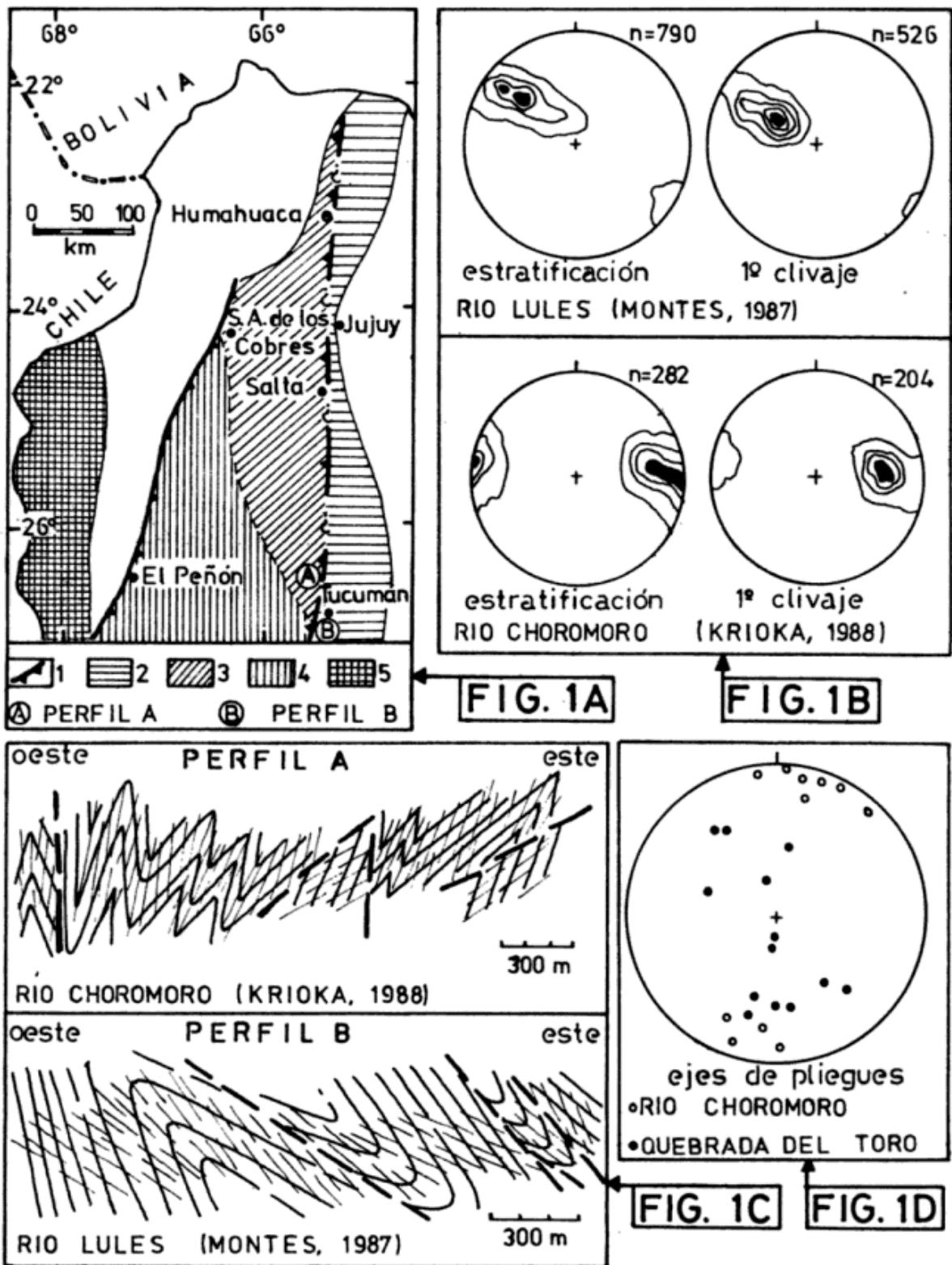
La denominación de Formación Puncoviscana es sin duda una de las más arraigadas y empleadas en la literatura geológica del norte argentino. Sin embargo su aplicación debe ser drásticamente restringida, en opinión de los autores el término Formación Puncoviscana puede aplicarse sólo a los esquistos de la Franja oriental, donde fue definida. No hay ningún argumento geológico consistente como para aplicar esta denominación, por ejemplo, a los esquistos que afloran en la quebrada del Toro, donde el término ha sido profusamente aplicado.

Si bien ambas entidades tienen litologías similares y están cubiertas, en sus tramos septentrionales, por las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón no hay ninguna razón concreta para atribuirles a las dos la misma edad y mucho menos incluirlas en la misma unidad. Es fácil imaginar las confusiones que se producirían si en las secuencias fanerozoicas se utilizasen los mismos criterios y se estableciesen correlaciones sólo sobre consideraciones litológicas, sin tener en cuenta elementos tales como la estructura. Es

por ello que consideramos que el Basamento metamórfico no puede ser tratado con menor rigor que las secuencias que se le superponen.

La complejidad del Basamento y los progresos experimentados en los últimos años en los métodos para su estudio aconsejan abandonar definitivamente las generalizaciones y simplificaciones propias de las etapas exploratorias. Muchos de los intentos hechos hasta ahora de división estratigráfica y reconstrucción paleogeográfica son a nuestro entender inconsistentes porque no han tenido en cuenta las diferencias estructurales descritas más arriba ni el mayúsculo acortamiento, tanto antiguo como andino, que afecta a estas secuencias y que sin duda ha trastocado totalmente las relaciones paleogeográficas de las secuencias sedimentarias primitivas. Asimismo la utilización de ciertas estructuras primarias como indicadores paleogeográficos, específicamente paleocorrientes, no puede hacerse con propiedad si no se aplican correcciones por deformación interna "strain" tal como lo destacaran recientemente Amos y Japas (1985). Dado que la deformación es más intensa en la unidad occidental que en la oriental parece mucho más difícil cualquier intento de reconstrucción geológica en la primera. Allí de acuerdo a nuestras observaciones es imposible decidir hacia donde están los términos más viejos y más nuevos de la secuencia en perfiles tales como los del río Choromoro y la quebrada del Toro. Las apreciaciones de espesor hechas hasta ahora no parecen tener mayor significado. En la unidad oriental donde la estructura es algo más simple es posible obtener algunas reconstrucciones geológicas locales tales como la lograda por Montes (1987) en la quebrada del Río Lules, provincia de Tucumán (véase perfil B de la figura 1C). Sin embargo hasta ahora la complejidad estructural en ningún lugar ha dejado ver una secuencia estratigráfica continua de espesor superior a 500 m.

Los hechos señalados en la presente comunicación aconsejan retomar el estudio del Basamento con detallados análisis geológico-estructurales de campo y evitar las extrapolaciones incontroladas. Por otra parte el análisis petrográfico ha revelado ser necesario pero no suficiente para resolver los problemas geológicos del Basamento. El concepto emitido por González Bonorino (*op. cit.*) hace casi cuarenta años, y seguido por la mayor parte de los autores hasta la actualidad, de que el Basamento pertenece a un solo ciclo tecto-sedimentario debe ser revisado.



**Figura 1:** A) 1 - Corrimientos; 2 - Franja oriental (incluye Formación Puncoviscana); 3 - Franja occidental: metamorfitas de bajo grado; 4 - Franja occidental: metamorfitas de mediano a alto grado; 5 - Basamento de la Puna occidental. B) Representaciones estereográficas de la estratificación y el primer clivaje en los perfiles del Río Lules (Franja oriental) y el Río Choromoro (Franja occidental). C) Perfiles estructurales comparativos. a: Unidad occidental. b: Unidad oriental. D) Unidad occidental. Ejes de pliegues con buzamientos altos en el tramo septentrional (Quebrada del Toro) y buzamiento suave en el tramo austral (Río Choromoro).

Cada vez se acumulan más evidencias sobre la presencia de discordancias internas.

TURNER, J. C., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Acad. Nac. Cienc., XLI (2): 163-196, Córdoba.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL  
TEXTO

- AMOS, A. y S. JAPAS, 1985. *Importancia del análisis microtectónico en la taxonomía paleontológica*. II<sup>o</sup> Reun. Microtecton., Actas, 43-46, Bahía Blanca.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (3): 81-110, Buenos Aires.
- KRIOKA, M., 1988. *Estructuras del Basamento del Macizo Alto de la Totorá y zonas aledañas, Tucumán*. Univ. Nac. Tucumán, Fac. Cs. Ns., Seminario, 1-60, (inéd.), San Miguel de Tucumán.
- MONTES, S., 1987. *Estudio geológico-estructural de la quebrada del Río Lules, Tucumán*. Univ. Nac. Tucumán, Fac. Cs. Ns., Seminario, 1-52, (inéd.), San Miguel de Tucumán.

Recibido: 2 de noviembre, 1987

Aceptado: 12 de julio, 1988

RICARDO MON  
FERNANDO HONGN

Universidad Nacional de Tucumán  
Facultad de Ciencias Naturales  
CONICET  
Miguel Lillo 205  
4000 San Miguel de Tucumán

---

D'ORBIGNYANA N<sup>o</sup> 4 con el trabajo de: Iriondo, M. H., "Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina): 1-54, 1 mapa escala 1:1.000.000

El contenido de dicho trabajo está dividido en dos partes: una parte general con consideraciones y una clasificación de las llanuras y una segunda parte específicamente dedicada a la provincia de Santa Fe.

Al poner en conocimiento esta novedad bibliográfica para la comunidad geológica del

país, contribuimos a difundir las características geomórficas de esta región argentina.

Los interesados en adquirirla deberán dirigirse a:

Dr. Rafael Herbst.  
Director de D'ORBIGNYANA  
Casilla de Correo 128  
3400 Corrientes - Argentina

## NOTAS NECROLOGICAS



**César A. Proserpio**  
1940-1987

César Angel Proserpio nació el 21 de noviembre de 1940 en la localidad de Martínez, provincia de Buenos Aires. Cursó estudios secundarios en el Colegio Nacional de San Isidro y, al cabo de los mismos, ingresó en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de Buenos Aires para cursar estudios de Geología.

Antes de graduarse se desempeñó como Ayudante de Segunda y de Primera en la Cátedra de Geomorfología a cargo del recordado doctor Jorge Polanski, ganándose su simpatía y el aprecio del doctor Emilio González Díaz quien, a la sazón, se desempeñaba allí como Jefe de Trabajos Prácticos. Ese aprecio, por otra parte mutuo, siempre perduró. Algunos de los que hasta hace poco fuimos sus colegas lo conocimos en aquél momento.

También antes de recibirse ingresó en la Dirección Nacional de Geología y Minería y comenzó a trabajar como ayudante geólogo colaborando en el levantamiento de las Hojas Geológicas Mina Pirquitas, Valle de Mazán y otras. Entonces, bajo el estímulo del trabajo se descubrió su carácter frontal, cálido, afectuoso y siempre dispuesto para la investigación en equipo.

Obtuvo el título de Licenciado en Ciencias Geológicas en el mes de diciembre de 1967. En 1968, luego de su matrimonio viajó becado a Grenoble, Francia y cursó, durante un año estu-

dios especializados en Geomorfología bajo la dirección del Profesor Tricart.

Luego de su regreso continuó su labor en la Dirección Nacional de Geología y Minería desempeñándose como Geólogo Regional y efectuando el levantamiento de diversas Hojas Geológicas en las provincias de Chubut, Santa Cruz, Catamarca, y otras. Al mismo tiempo, entusiasmado por las posibilidades que brinda la Bioestratigrafía, publicó trabajos sobre el tema en colaboración con diversos autores. Su versatilidad profesional se puso de manifiesto en estudios sobre Tectónica publicados con B. Coira, F. Nullo, V. Ramos, M. Haller y otros. En Geomorfología fué coautor en un trabajo además de producir trabajos inéditos para la Secretaría de Minería sobre la especialidad.

Sus últimos trabajos se centraron en la minería de La Hoyada, provincia de Catamarca; las tareas de campaña se hicieron en un equipo integrado por N. Pezzuti y S. Segal. Su enfermedad le restaba fuerzas y no llegó a redactar este último informe definitivo.

Nuestro colega participó de la Comisión de la Carta del Servicio Geológico Nacional, del Comité de Nomenclatura Estratigráfica para el Jurásico y coparticipó en la confección del Léxico Estratigráfico Argentino; fué delegado por el Servicio Geológico a numerosos Congresos Geológicos y Paleontológicos. Fué, asimismo, miembro de la Asociación Geológica Ar-



gentina, de la Asociación Paleontológica Argentina y vocal de la Comisión Directiva del Consejo Superior Profesional de Geología.

En rasgos muy amplios ése fué el desempeño profesional de César A. Proserpio.

La nómina de sus publicaciones sigue a esta nota; por ellas podrá, en el futuro, conocerse su obra cuya consulta revelará los conceptos claros de un profesional experimentado y objetivo.

Sea este un pequeño homenaje a quien fuera un colega respetado y el más querido amigo.

### Trabajos publicados por César A. Proserpio

1974. *Ostrácodos ordovícicos de Ponón Trehue, provincia de Mendoza*. Asoc. Paleont. Arg., Rev., XI (4): 400-412, Buenos Aires.
1975. *Sedimentitas jurásicas continentales en el norte de la provincia del Chubut (Departamento de Gastre), República Argentina*. VIº Congr. Geol. Arg., I: 423-432.
1975. *La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el Ambito de la Patagonia, de acuerdo a la flora*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (2), Buenos Aires. (Proserpio, C. A. y F. E. Nullo).
1975. *Tectónica de basamento en la región occidental del macizo Nordpatagónico (provincia de Río Negro y Chubut), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (4): 33-52, Buenos Aires. (Coira, B., F. E. Nullo, C. A. Proserpio y V. Ramos).
1975. *Ostrácodos devónicos de la zona de Jáchal, provincia de San Juan*. Iº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat., I: 241-254, San Miguel de Tucumán. (García, E. R. de y C. A. Proserpio).
1976. *Ostrácodos del Ordovícico (Arenigiano) del cerro San Bernardo, provincia de Salta, República Argentina*. VIº Congr. Geol. Arg., I: 557-563. (García, E. R. de y C. A. Proserpio).
1977. *Ostrácodos del Cretácico inferior del Chubut, República Argentina*. IIº Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat. y Iº Congr. Latinoam. Paleont., II: 15-33. (García, E. R. de y C. A. Proserpio).
1977. *El género Hemiella, Martinsson del Silúrico de Argentina*. Rev. Esp. Micropaleont., Madrid. (García, E. R. de y C. A. Proserpio).
1978. *Hoja 42d, Gastre (Chubut)*. S. N. M. B., Bol. 159.
1978. *Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina*. VIIº Congr. Geol. Arg., I: 471-480. (Codignotto, J., F. E. Nullo, J. Panza y C. A. Proserpio).
1978. *Foraminíferos aglutinados del Cretácico de Cuenca Austral. Su significado geológico ambiental*. VIIº Congr. Geol. Arg., II: 431-448.
1978. *Estratigrafía y tectónica de la vertiente Este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile*. VIIº Congr. Geol. Arg., I: 455-470. (Nullo, F. E., C. Proserpio y V. A. Ramos).
1979. *Aspidoceras en Cuenca Austral, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV (4): 282-293, Buenos Aires. (G. Blasco, F. E. Nullo y C. A. Proserpio).
1980. *Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido ammonífero. Cuenca Austral*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (4): 467-493, Buenos Aires. (F. E. Nullo, G. Blasco y C. A. Proserpio).
1980. *Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Índice y alrededores, provincia de Santa Cruz*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 373-397. (F. E. Nullo, C. A. Proserpio y G. Blasco).
1981. *El Cretácico de la Cuenca Austral entre Lago San Martín y Río Turbio*. Com. Sudam. del Jurás. y Cretác. Cuenc. Sedim. Amér. del Sur, I: 181-220. (F. E. Nullo, C. A. Proserpio y G. Blasco).
1985. *Major elements geochemistry of Early Tertiary andean volcanics (34°-36°S)*. Simp. Evol. Mag. Andes, Com. 35: 97-100. (Haller, M., F. E. Nullo, C. A. Proserpio, P. Parica, M. Cagnoni y J. Walker).
1985. *Mesozoic Structures between Volcan Maipo and cerro Campanario en Cordillera Principal, Mendoza, Argentina*. Simp. Geol. de los Andes y su rel. Rec. Min. Energét., Abstract, 21. (Haller, M., F. E. Nullo y C. A. Proserpio).
1987. *Estructuras intercretácicas en Cordillera Principal (34°30'-36°). Mendoza, Argentina*. Xº Congr. Geol. Arg. (Nullo, F. E., C. A. Proserpio y M. Haller).
1988. *Hoja 44e, Cañadón Racedo (Chubut)*. Secr. Min., Bol. 201.

Graciela Blasco de Nullo

**Esta Revista se terminó de imprimir  
en Diciembre de 1988  
en los Talleres Gráficos ZLOTOPIORU S.A.C.I.F.,  
sito en la calle Morón 2761,  
Buenos Aires, Argentina.**

## **PUBLICACIONES ESPECIALES**

### **SERIE "B" (Didáctica y especial)**

- 4, 5 y 6 — Catálogo de edades radimétricas
- 8 — Paleoambiente Sedimentario
- 9 — Catálogo de trabajos publicados (Tomo I y II)
- 11 — Modelos Deposicionales
- 12 — Catálogo de tesis doctorales
- 13 — Métodos estadísticos en geología
- 14 — Procesos y depósitos piroclásticos
- 15 — Catálogo de edades radimétricas
- 16 — Técnicas modernas de análisis estructural
- 17 — Glosario geomorfológico marino (castellano - inglés)

### **SERIE "C" (Reimpresiones)**

- 1 — Observaciones a lo largo del meridiano 70

### **SERIE "A" (Monografías y reuniones)**

- 2 — Actas de las primeras jornadas sobre geología de precordillera  
Cuencas sedimentarias del jurácico y cretácico de América del sur  
Primera reunión argentina de sedimentología

**Asoc. Geol. Arg. Rev.**

Tomo XLIII - Nº 1

**CONTENIDO**

Homenaje al ingeniero D. A. Valencio	3
Prospección geoquímica del cuerpo ultrabásico del cerro San Bernardo, Bosque Alegre, provincia de Córdoba L. E. PUGLIESE	5
Mineralogía y geoquímica de pelitas de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), provincia del Chubut A. M. IÑIGUEZ RODRIGUEZ, J. C. MERODIO Y L. A. SPALLETTI	13
El regimen hidrotermal de la veta de cuarzo aurífero "Erika", Andacollo, provincia del Neuquén E. DOMINGUEZ Y M. C. GOMEZ	24
Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut J. O. CODIGNOTTO, S. C. MARCOMINI Y S. N. SANTILLANA	43
Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut J. L. CIONCHI	51
Mineralogía y caracterización granulométrica de sedimentos actuales de la plataforma Argentina entre los paralelos 39° y 43° de latitud sur y del golfo San Matías E. M. GELOS, J. O. SPAGNUOLO Y G. O. LIZASOAIN	63
Anomalías gravimagnetométricas del litoral patagónico entre Arroyo Verde y el río Chubut J. KOSTADINOFF Y R. SCHILLIZZI	80
Análisis petrofacial de las epiclastitas neopaleozoicas en los alrededores del río Sassito (San Juan): áreas de proveniencia e implicancias paleogeográficas O. R. LOPEZ GAMUNDI E I. ESPEJO	91
Litoestratigrafía terciaria del subsuelo fueguino J. C. RIGGI	106
<b>NOTAS BREVES</b>	
La Formación Potrero Seco: una nueva hipótesis sobre su ubicación estratigráfica (Paleozoico del Sistema de Famatina) C. O. LIMARINO	121
Caracterización estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino R. MON Y F. HONGN	124
<b>NOTAS NECROLOGICAS</b>	
CESAR PROSERPIO	128
<b>CURSOS</b>	
Temas de Geología	90
FE DE ERRATAS	105

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:  
**MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina**



