

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XXXVI - N° 3**  
**Julio - Setiembre**  
**Buenos Aires 1981**

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## COMISION DIRECTIVA

(1981-1983)

**Presidente:** DR. GUALTER A. CHEBLI; **Vicepresidente:** DR. CARLOS A. CINGOLANI; **Secretario:** LIC. MIGUEL J. HALLER; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ, LIC. EDUARDO EPISUA, DR. JORGE CANGINI; **Vocales suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. LUIS SPALLETI, LIC. EDUARDO OLIVERO.

## REVISTAS Y PUBLICACIONES

**Director:** DR. FRANCISCO E. NULLO; **Coordinador:** LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ.

## COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

## DELEGADOS EN EL INTERIOR

**Bahía Blanca:** Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.  
**Bariloche:** Dra. Guida Aliotta, Florida 1033, 8000 Bahía Blanca.  
**Catamarca:** Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.  
**Comodoro Rivadavia:** Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia.  
**Córdoba:** Geol. Angel Maza, Las Industrias 1562, D. 7, B. Jardín, 5000 Córdoba.  
**Chaco:** Lic. Ramón Vargas, Av. Sabin, 3500 Resistencia Chaco.  
**Jujuy:** José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.  
**La Rioja:** Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.  
**La Plata:** Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.  
**Mar del Plata:** Lic. José L. Cionchi, Centro de Geología de Costas. Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.  
**Mendoza:** Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.  
**Mina Aguilar:** Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.  
**Neuquén:** Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica Nº 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.  
**Paraná:** Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.  
**Plaza Huincul:** Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.  
**Rawson:** Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.  
**Río Gallegos:** Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.  
**Río Turbio:** Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.  
**Rosario:** Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.  
**Salta:** Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.  
**San Antonio Oeste:** Dra. Elena Bernabo de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.  
**San Juan:** Lic. Matilde S. Beresi, Casilla de Correo 231, 5400 San Juan.  
**San Luis:** Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.  
**Santa Fe:** Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.  
**Santa Rosa:** Señor Carlos Juan Schulz, San Juan 564, 6300 Santa Rosa, La Pampa.  
**Santiago del Estero:** Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.  
**Tucumán:** Dr. Hugo Alberto Peña, Miguel Lillo 205, Bº Independencia, 4000 Tucumán.  
**Vespucio (Salta):** Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol YPF, 4562 Vespucio.  
**Zapala:** Lic. Mario Omar Gingsins, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén.

## DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

**Agua y Energía:** Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.  
**Banco Nacional de Desarrollo:** Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso, 1064 Bs. Aires.  
**CIRGEO:** Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).  
**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).  
**Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.):** Dr. Jorge F. Kimsa, 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 63 (1426).  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales:** U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).  
**Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas:** Lic. Adriana Lafleur, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.  
**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dr. Bruno Baldis, Angel Gallardo 470 (1405).  
**Obras Sanitarias de la Nación:** Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).  
**Secretaría de Minería:** Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).  
**Yacimientos Carboníferos Fiscales:** Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).  
**Yacimientos Petrolíferos Fiscales:** Lic. Raúl U. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

## DELEGADOS EN EL EXTERIOR

**Brasil:** Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro.  
**Dr. I. de Madeiros Tinoco,** Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.  
**Dr. Oscar Röster,** Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.  
**Chile:** Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21. Santiago.  
**Uruguay:** Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.  
**Perú:** Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

## EL SUBSTRATO PRECRETACICO DEL EXTREMO NORESTE DE LA PROVINCIA DEL CHUBUT

JOSE MARIA CORTES

## Resumen

Se describen nuevos afloramientos del Basamento precámbrico (?) -paleozoico del flanco oriental del Macizo Norpatagónico. El mismo se compone de ectinitas presilúricas, brechas volcánicas del Paleozoico inferior (?), una secuencia sedimentaria con participación piroclástica que se asigna al Silúrico y plutonitas del Pérmico inferior. En el complejo volcano-sedimentario mesozoico de la comarca se distinguen las siguientes unidades litoestratigráficas discordantes: la Formación Puesto Piris de edad rético-hettangiana, pórfiros riolíticos eoliásicos de la Formación Aguada del Bagual y la Formación La Porfia predominantemente piroclástica, asignada al neoliásico. En base a dataciones radiométricas, la edad del Complejo Marifil en el macizo está comprendida entre el Triásico medio y el Jurásico medio. Se correlacionan los terrenos permo-jurásicos del macizo, postulándose la migración hacia el sur-este del vulcanismo recurrente mesozoico.

## Introducción

En este trabajo se dan a conocer la estratigrafía precretácica de una comarca relativamente poco estudiada del extremo noreste de la provincia del Chubut y la probable vinculación y correlación cronológica de los terrenos permo-jurásicos del Macizo Norpatagónico.

Los estudios se llevaron a cabo con motivo del levantamiento geológico de la Hoja 42 h, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina que realiza el Servicio Geológico Nacional. Dicho levantamiento, de tipo expeditivo, fue realizado sobre fotos aéreas con una escala de mapeo de 1:100.000. En la comarca, comprendida por los meridianos de 65°37' y 65°23' de longitud oeste y los paralelos de 42°08' y 42°16' de latitud sur, se localizaron afloramientos del basamento precámbrico (?) -paleozoico, pudiéndose diferenciar asimismo, parte de los componentes estratigráficos de la extensa sucesión volcano-sedimentaria mesozoica. Las observa-

## Abstract

New Precambrian(?) -Paleozoic basement outcrops of Northpatagonian Massif are described. They are composed by pre-Silurian low-metamorphic rocks, Lower Paleozoic(?) volcanic breccias; a sedimentary sequence with pyroclastic participation assigned to Silurian; and Lower Permian plutonic rocks. The following unconformable rock-stratigraphic units are distinguished in the Mesozoic Volcano-sedimentary Complex of this area: the Puesto Piris Formation of Rhaetian-Hettangian age; Early Lias rhyolitic porphyries that integrate the Aguada del Bagual Formation, and The Porfia Formation with predominant pyroclastic rocks assigned to Late Lias. Based on radiometric dates the age of Marifil Complex in the Massif are comprised a Middle Triassic to Middle Jurassic. The correlation of the Permo-Jurassic rocks within the Massif are discussed. A Mesozoic migration toward the Southeast of the recurrent vulcanism is postulated.

ciones de mayor detalle realizadas en ese sector, se volcaron en el mapa que ilustra el trabajo, completándose algunas descripciones con la información recogida en comarcas circundantes.

Las descripciones microscópicas fueron realizadas por Spiegelman (1979). Con las muestras de mano se siguieron las normas descriptivas propuestas por Marchese *et al.* (1970). Las rocas sedimentarias fueron clasificadas según Dott (1964).

La datación radiométrica de cuatro muestras de la comarca (método KAr sobre roca total), fue realizada por el INGEIS. Todos los datos isotópicos considerados en este trabajo fueron corregidos según lo propuesto por la IUGS en 1976 y adoptado por el INGEIS a partir de 1978 (INGEIS, 1977). La escala de tiempo adoptada es la de Brazian (1975) con el Jurásico modificado según Van Hinte (1976). Las edades sin corregir figuran entre paréntesis.

This One

1L84-FSC-ZTEO material protegido por derechos de autor

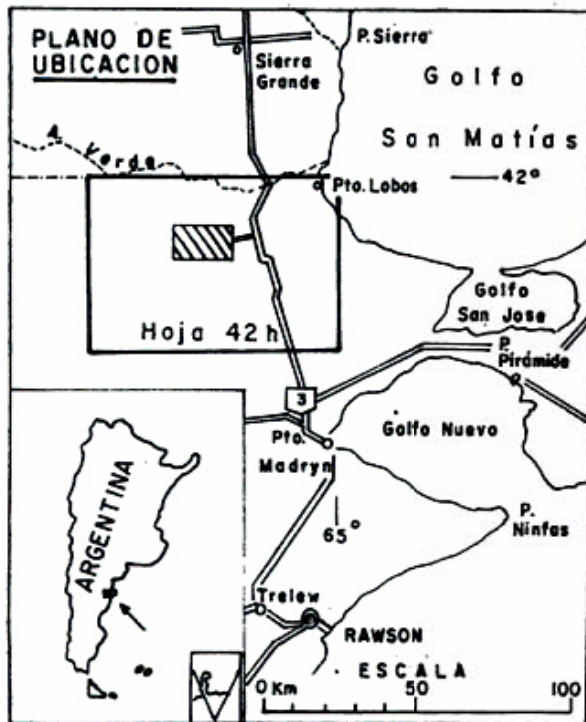


Figura 1. — Plano de ubicación.

### Investigaciones anteriores

Las primeras investigaciones en el extremo noreste de la provincia del Chubut fueron efectuadas por Windhausen (1918 y 1921) y Wichmann (1927). Mucho después, en su estudio geológico-económico de la mina Arroyo Verde, Malvicini y Llam-bías (1974) realizaron un interesante aporte a la petrografía y estratigrafía de las vulcanitas mesozoicas. Nakayama *et al.* (1979) dieron a conocer la fotointerpretación de una extensa zona al sur del paralelo de 42°00'. El hallazgo de sedimentitas paleozoicas en la comarca fue comunicado por

Cortés (1979 a). Ultimamente, Zanettini (1980) realizó un perfil litológico y reinterpretó la posición estratigráfica de la secuencia asignada al paleozoico por Cortés (*op. cit.*).

### Reseña estratigráfica

El substrato precretácico de la comarca se compone de un basamento precámbrico(?) -paleozoico y un complejo volcano-sedimentario mesozoico suprayacente. El basamento está integrado por epimetamorfitas y brechas de probable origen piroclástico, sedimentitas y piroclastitas asignadas al Silúrico y plutonitas pérmicas. El complejo volcano-sedimentario de composición predominantemente riolítica, incluye términos hipabisales y es de edad triásico media a jurásico media.

El substrato precretácico soporta una cobertura sedimentaria cretácico-cenozoica formada por reducidos remanentes de sedimentitas cretácicas, continentales y marinas, arcillas continentales paleocenas, sedimentitas marinas eocenas, oligocenas y miocenas, pefitas plio-pleistocenas y depósitos cuar-tarios.

### Geología

#### I. BASAMENTO PRECÁMBRICO(?) - PALEOCENO

#### Ectinitas El Jagüelito (Ramos, 1975)

*Antecedentes:* Se homologan las epimeta-morfitas de la comarca con las descriptas por Ramos (*op. cit.*) al oeste de mina Gon-zalito.

CUADRO 1. — Cuadro estratigráfico

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	UNIDADES
Mesozoico	Jurásico	Dogger	Bathoniano Bajociano	Complejo Marifil
		Lías	Toarciano	
	Pliensbachiano		Fm. Aguada del Baqual	
	Sinemuriano			
	Hettangiano		Fm. Puesto Piris	
	Triásico	Triásico superior	Retiano	
Triásico medio				
Paleoz.	Pérmico	Pérmico inferior		Diorita Méndez
	Silúrico		Wenlockiano ?	Fm. Sierra Grande
	Paleozoico inferior ?			Brecha Salina Chica
Paleozoico inferior o Precámbrico				Ectinitas El Jaguelito

El reconocimiento inicial de rocas metamórficas de bajo grado en el ámbito del Macizo Norpatagónico se debe a Stapembeck (1913, Formaciones Basales) y Wichmann (1918 y 1924). Con posterioridad fueron estudiadas por Feruglio (1949), Croce (1956), Shell (1962) y Volkheimer (1965, Formación Cushamen). Afloramientos del flanco oriental del macizo fueron descritos por Zöllner (1951), Valvano (1954, Formación Vieja), de Alba (1964), Braitsch (1965) y Rosenman (1972).

Las metamorfitas del noreste del macizo fueron denominadas por Zambrano (1972) Grupo Valcheta. Al noroeste de Puerto Madryn, Haller (1976) reconoció pequeños afloramientos de filitas que denominó Formación La Tranquera.

**Distribución geográfica:** Los afloramientos de ectinitas están restringidos al flanco oriental de la depresión que ocupa la salina Chica, dos kilómetros y medio al suroeste del establecimiento El Refugio; no ocupan más de diez metros cuadrados cada uno. Aquellos mapeados por Zanettini (*op. cit.*) en esa depresión, corresponden a grava y bloques de ectinitas provenientes de la desagregación parcial del conglomerado que forma la base de la Formación Puesto Piris.

**Relaciones estratigráficas:** Afloran junto a reducidas acumulaciones de brechas de edad incierta, sin exponer el contacto. Son anteriores a la Formación Puesto Piris, median-do discordancia angular.

**Litología:** Son esquistos porfiroblásticos de color gris verdoso oscuro (5GY 4/1), que presentan suave esquistocidad con pliegues ptagmatíticos. Están atravesados por venas de cuarzo, cuarzo con máficos y venillas ferruginosas. Microscópicamente se observa textura esquistosa porfiroblástica; los ojos de agregados de cuarzo presentan marcados signos de cataclasis. Son esquistos sericíticos-cuarzosos-hornbléndicos-cloríticos-epidóticos. El rumbo de la esquistosidad medido en los distintos afloramientos no conserva una orientación preferencial; la inclinación del plano de esquistosidad oscila entre 55° y 65°.

Metapelitas silicificadas forman los asomos más australes. Son de color gris mediano (N5); presentan laminación fina, incipiente esquistosidad y micropliegues apretados de diseño irregular; están atravesadas por fracturas de cizalla. Al microscopio se aprecia que las láminas finas y deformadas se componen de material arcilloso-micáceo aso-

ciado con opacos. Se encuentran totalmente silicificadas.

La conservación de estructuras primarias, la textura esquistosa y las características mineralógicas, junto con el desarrollo de micropliegues y efectos cataclásticos evidencian la acción de un metamorfismo regional de bajo grado en sedimentos finos, con una importante deformación.

La inyección venosa ácida que presentan y la variación en el rumbo de la esquistosidad de los afloramientos podrían haberse originado en la intrusión del cuerpo diorítico aflorante unos metros más al norte.

**Edad:** Las dataciones radimétricas de epimetamorfitas del macizo arrojan edades que corresponden a variaciones de temperatura registradas como consecuencia del calentamiento producido por distintas intrusiones plutónicas durante el Ordovícico superior y el Paleozoico superior.

En Sierra Grande se disponen mediando discordancia angular debajo de sedimentitas silúricas.

La posible edad precámbrica o paleozoica inferior de estas rocas es aún discutida. La ocurrencia de fósiles dentro de la unidad citada por Braitsch (*op. cit.*) y la recogida en distintas comunicaciones verbales (Cuerda en Stipanovic *et al.*, 1968; Bracaccini en Zambrano, *op. cit.*; Tezón y Leanza en Valvano, *op. cit.*) o el diferente grado de metamorfismo que presentan con respecto a los gneises y migmatitas del basamento metamórfico del macizo, han inducido a Stipanovic *et al.* (*op. cit.*), Bracaccini (1968) y Rosenman (*op. cit.*), entre otros, a considerarla paleozoica inferior. Feruglio (*op. cit.*), Zöllner (*op. cit.*), de Alba (*op. cit.*), Ramos (*op. cit.*) y Rolleri (1973) aceptan en cambio una edad precámbrica con reservas.

La falta de evidencias debidamente documentadas de la presencia de restos fósiles dentro de las epimetamorfitas, así como el carácter no concluyente en cuanto a la edad, de las diferencias de grado metamórfico, mantienen en reserva hasta el presente la asignación al Paleozoico inferior de las epimetamorfitas presilúricas.

#### Brecha Salina Chica nov. nom.

**Antecedentes:** Se trata de brechas de probable origen piroclástico, muy fracturadas y alteradas. Fueron citadas por Cortés (*op.*

*cit.*) quien las incluyó tentativamente en el basamento metamórfico de la comarca.

**Distribución geográfica:** Constituyen afloramientos aislados y reducidos, en el flanco suroriental de la depresión de la salina Chica. Se destacan como peñones oscuros de uno a dos metros de altura, en el borde mismo de la salina.

**Relaciones estratigráficas:** Por encontrarse cubierto el contacto con las ectinitas su relación es aún incierta. Son anteriores, median-do discordancia erosiva, a la Formación Puesto Piris.

**Litología:** Es una roca de color gris oscuro (N3) con pátinas gris rojizas, muy alterada, masiva y de formas angulosas y bastas; con cierta dificultad se distinguen fragmentos angulosos de hasta 5 cm de longitud. Microscópicamente presenta textura brechosa de probable origen piroclástico. Se componen en mayor proporción de lito-clastos de pumicita, tobas vítreas y vitro-cristalinas devitrificadas y pastas volcánicas alteradas. Posee además, cristaloclastos(?) de cuarzo, feldespatos alterados, abundantes opacos y mafitos, reemplazados en su casi totalidad por clorita y opacos y aglutinados por un material de probable origen vítreo completamente alterado a un agregado sericítico-arcilloso.

Estas rocas se encuentran intensamente fracturadas y están atravesadas por venillas y venas de cuarzo lechoso de hasta 15 cm de espesor.

**Edad y correlación:** Por sus relaciones estratigráficas son anteriores al Triásico superior.

Podrían formar parte de la Formación Sierra Grande o ser remanentes de mayor antigüedad dada su exclusiva localización junto a rocas del basamento y la intensa recrystalización que presentan. Manifestaciones volcánicas eopaleozoicas en el macizo fueron descritas por Proserpio (1979); son vulcanitas afectadas por metamorfismo dinámico integrantes de su Formación Calcata-pul, de edad paleozoica media o más antigua. Igualmente, para el distrito de Sierra Grande, Braitsch (*op. cit.*) describe metabasitas recrystalizadas derivadas de rocas efusivas básicas que, junto a rocas de bajo metamorfismo, considera de edad cámbrico-ordovícica.

La edad de la Brecha Salina Chica se considera tentativamente paleozoico inferior.

## Formación Sierra Grande

(Stipanivic et al., 1968)

**Antecedentes:** Entre los primeros investigadores que estudiaron la unidad en el distrito de Sierra Grande figura Zöllner (*op. cit.*), quien reconoce una secuencia sedimentaria paleozoica con tres horizontes ferríferos intercalados, fuertemente plegada y de 1.500 m de espesor, que se asienta en "discordancia perpendicular" sobre epimetamorfitas precámbricas(?). Valvano (*op. cit.*) denominó a esa secuencia Complejo Antiguo y analizó extensamente lo relativo a la génesis de los depósitos ferríferos. Navarro (1962) estudió en detalle la geología estructural de los yacimientos Sur y Este y distinguió en la "Serie Ferrífera" de 1.088 m de espesor, ortocuarcitas, areniscas grauváquicas, lutitas y arcilitas. Estos autores aceptan un metamorfismo parcial de la secuencia en el yacimiento Sur. de Alba (1964) en cambio, no reconoce rocas metamórficas en su Formación Ferrífera.

El conocimiento geológico de esa zona se vio enriquecido, además, por el aporte de investigadores alemanes. Klammer (1964) reconoció en la formación mineralizada, de 900 a 1.000 m de espesor, sedimentos clásticos y rocas efusivas básicas de un magmatismo inicial sin sedimentario. En base al hallazgo de fósiles de valor cronoestratigráfico, Müller (1964) determinó una edad silúrico-devónica para la unidad. Braitsch (*op. cit.*) distinguió una secuencia de 500 m de potencia formada por cuarcitas y lutitas arenosas y limolitas, que se apoyan en discordancia sobre esquistos metagravauca y metabasaltos cambro-ordovícicos.

Stipanivic et al. (*op. cit.*), incluyen en el cuadro estratigráfico la Formación Sierra Grande, para denominar a las sedimentitas paleozoicas. Con posterioridad, Amos (1971) designó con el mismo nombre a la sección silúrica, mientras que la sección supuestamente devónica fue denominada Formación Cerro Blanco por Cuerda y Baldis (1971).

Gelos (1977) caracterizó un metamorfismo de contacto (corneanas) en depósitos ferríferos (lutitas y limolitas) del yacimiento Sur, asociado a la intrusión de un cuerpo adamellítico.

La secuencia que aquí se describe fue reconocida por Cortés (*op. cit.*), quien en base a características litológicas y estructurales la asignó a la Formación Sierra Grande.

Mediante un perfil litológico fue descrita por Zanettini (*op. cit.*) bajo la denominación de Formación El Refugio y correlacionada en tiempo con la Formación Puesto Piris; consideró a ambas unidades de edad triásico media a superior.

*Distribución geográfica:* Aflora al este y sureste de la tapera Méndez y en los alrededores y al noroeste del establecimiento El Refugio.

*Relaciones estratigráficas:* Por no observarse el contacto con la Diorita Méndez no es posible establecer sus edades relativas. Soporta en marcada discordancia angular a la Formación Puesto Piris; retazos del conglomerado basal de esta última cubren distintos términos de la Formación Sierra Grande al este y sureste de la tapera Méndez (los lugares de observación han sido indicados en la figura 2).

Un espeso dique de pórfiro riolítico de la Formación Aguada del Bagual intruye la parte inferior de la secuencia del establecimiento El Refugio, 500 m al oeste del mismo. Los distintos cuerpos de pórfiros contienen numerosos xenolitos de rocas de la Formación Sierra Grande.

*Litología:* El perfil litológico de la unidad, de 980 m de espesor, fue construido mediante la integración de tres secciones, ante la imposibilidad de confeccionar un perfil continuo debido a la interrupción de la sucesión normal por fallas, pliegues y cobertura moderna.

La Sección inferior (I), se caracteriza por wackes marrones y fangolitas; esta sección fue mapeada como parte del basamento metamórfico por Zanettini (*op. cit.*). La Sección media (II) está formada por arenitas cuarzosas. La Sección superior (III), se caracteriza por la participación piroclástica en su parte inferior. La Sección IV, del establecimiento El Refugio, está integrada por wackes y arenitas cuarzosas grises y no se integra en el perfil precedente dada su desconexión del resto de los afloramientos.

En toda la secuencia es común la silicificación y mineralización hidrotermal de hierro y manganeso; las fangolitas están especialmente afectadas por intenso clivaje de fractura; todas las rocas están muy consolidadas.

*Sección inferior (I), (al sur del cerro Blanco):* forma parte de un anticlinal erosionado de rumbo general noreste. En su

flanco sur, cinco kilómetros al sureste de la tapera Méndez, con un rumbo de 60° a 70° e inclinaciones de 50° a 55° al sur, se dispone una secuencia de 390 m de espesor constituida en la parte inferior por wackes cuarzo-líticas color marrón grisáceo (5YR 3/2) de grano fino a muy fino, fangolitas muy fracturadas y wackes cuarzo-líticas grises. Hacia arriba prosigue una alternancia de wackes cuarzo-líticas color marrón pálido (10YR 6/2) de grano mediano y fangolitas gris marrón claras (5YR 6/1) lajosas. En la parte superior, son fangolitas gris oliva claro (5Y 6/1) con incipiente clivaje pizarreño, muy consolidadas, que contienen intercalaciones de arenitas cuarzosas color gris muy claro (N8), medianas a gruesas. La secuencia está atravesada por fajas de brechas mineralizadas.

*Sección media (II), (suroeste del cerro Blanco):* la sección consta de arenitas cuarzosas color gris claro (N7) bien seleccionadas, con granos entrelazados por crecimiento secundario. Son de grano fino, muy fino y mediano. Incluyen arenitas feldespáticas color marrón pálido (5YR 5/2), de grano grueso a mediano. En la base de la sección, tres kilómetros y medio al sureste de la tapera Méndez, forman un banco duro sobresaliente silicificado, que inclina 60° al noroeste, frecuentemente las arenitas están impregnadas por óxido férrico. La dirección predominante de penetración de los fluidos mineralizados es de 10°. Están fracturadas y plegadas. Se estima un espesor mínimo de 140 metros.

*Sección superior (III), (cerro Blanco):* los terrenos al oeste y suroeste del cerro han sido afectados por fallas de dirección este-oeste y noreste, asociadas a brechas mineralizadas. Estas fallas encierran una sección de rumbo 70° e inclinaciones de 55° a 65° al norte. El cerro Blanco se compone de rocas muy fracturadas y teñidas por óxidos de hierro a lo largo de los planos de fractura, con bandas y venas de sílice blanquecina y jaspe y ftanita gris y pardo amarillenta. En su flanco norte el rumbo es de 70° a 80°, con inclinaciones de 40° a 50° al norte. En el flanco sur de su mitad oriental varía el sentido de inclinación de las capas definiendo un pliegue anticlinal de rumbo general este-oeste.

Al oeste suroeste del cerro y limitada por fallas, sobre arenitas cuarzosas hematizadas color rosa anaranjado suave (10R 7/4) de

la sección anterior, continúa hacia arriba la siguiente sucesión: wackes marrón amarillento oscuros (10YR 4/2), tobas vitrocristalinas gris claras (N7) con fragmentos pumíceos, arenitas tobáceas porosas gris marrón claras (5YR 6/1) y tobas vitrocristalinas gris amarillentas (5Y 8/1).

En el flanco suroeste del cerro continúan hacia arriba tobas arenosas color gris muy claro (N8) y fangolitas gris marrón claras (5YR 6/1) y marrón pálidas (5YR 5/2). Están afectadas por un clivaje de fractura muy intenso que determina lajas de centímetros de espesor y rumbo general norte-sur.

La parte superior de la sección sigue en el flanco norte del cerro; se compone de wackes cuarzosas de color gris oliva claro (5Y 6/1) y gris mediano claro (N6) y de wackes cuarzo-líticas color gris mediano (N5) conglomerádicas, de grano fino a grueso. Las primeras muestran bajo el microscopio clastos de cuarzo, muscovita, chert, fragmentos de pastas vítreas devitrificadas, opacos de hierro y zircón y un 15 % de matrix arcillosa. Se intercalan en la secuencia arenitas cuarzosas silicificadas de color gris claro (N7) de grano fino y cemento pelítico-micáceo y arenitas cuarzosas rojo pálido (10R 6/2) de matriz tobácea con incipiente clivaje de fractura y niveles conglomerádicos; estos últimos forman en el faldeo noroeste un conglomerado polimictico color marrón suave (5YR 4/4) de guija mediana subangulosa predominante, con matriz limo-arenosa teñida por mineral de hierro. Se destacan guijas de cuarzo, cuarcitas, ftanitas y wackes.

Se calcula un espesor mínimo de 450 m para la sección y un total de 980 m para el perfil integrado.

*Sección IV, (establecimiento El Refugio):* el rumbo de las capas es de 295° a 300°, la inclinación 50° al noreste. La base y el techo de la secuencia están cubiertos; en la parte inferior afloran wackes cuarzo-líticas conglomerádicas color gris mediano (N5), con clastos subangulosos a subredondeados de hasta guija gruesa, de tobas, arenitas, wackes, cuarzo, pedernal y granitos; en parte está mineralizada. Continúa hacia arriba una alternancia de wackes gris mediano claro (N6) y gris mediano oscuro (N4), de grano fino a grueso y con variable proporción de matriz pelítica; están intruidas en su base por un dique de pórfiro riolítico. Siguen wackes silicificadas color gris marrón claro (5Y 6/1) que pasan insensiblemente por disminución de clastos arenosos a fangolitas

silicificadas color gris oliva claro (5Y 6/1) con láminas gruesas y estratificación grosera.

Continúan hacia arriba, wackes color gris mediano (N5) a gris mediano claro (N6) de grano fino a mediano que presentan intercalaciones de arenitas cuarzosas y hacia la base, niveles conglomerádicos guijosos de cuarzo y pedernal, groseramente estratificados y muy fracturados; asociados a éstos se encuentran por lo menos tres fajas de brechas mineralizadas con fragmentos de wackes limonitizadas y silicificadas.

En la parte superior se compone de arenitas cuarzosas color gris mediano claro (N6), de grano mediano con guijas finas y muy finas diseminadas y estratificación fina; wackes color gris mediano (N5) de grano fino a mediano, muy fracturadas y arenitas cuarzosas color gris oliva claro (5Y/ 6/1) de grano mediano, en estratos medianos. El espesor de la sección es de 670 metros.

*Mineralización:* Las zonas mineralizadas observadas en superficie (fig. 2) están integradas por fajas brechiformes de medio a dos metros de ancho, preferentemente paralelas al rumbo de la estratificación. Ocurren en cualquier litología si bien se las ha observado en numerosas ocasiones asociadas a niveles conglomerádicos o arenosos. Se destacan por sus colores ocres, rojizos y negros. Los fragmentos están cementados por mineral de hierro de aspecto coliforme y sílice microcristalina. Malvicini (*com. epist.*) determinó en brechas del establecimiento El Refugio, fragmentos rellenados y reemplazado parcialmente por mineral de hierro (gohetita), manganeso (criptomelano, holandita y pirolusita) y cuarzo. En el cemento hay restos de carbonatos. La silificación es frecuente en toda la secuencia.

*Ambiente de depositación:* Las wackes y fangolitas con niveles conglomerádicos (secciones I, parte de la III y IV) se habrían depositado en un ambiente marino sublitoral tectónicamente inestable. El ascenso general de la comarca, está dado en la parte media de la secuencia por las arenitas maduras de la sección II que indican un medio litoral a sublitoral cercano a la costa y tectónicamente estable y por los depósitos piroclásticos y tufíticos costeros suprayacentes.

*Edad y correlación:* En la comarca no se han encontrado fósiles y por sus relaciones estratigráficas solo puede afirmarse una edad pretriásica.



La estructura y espesor de la secuencia aquí descrita, así como la ausencia de ignimbritas, riolitas o clastos de las mismas en su composición, la diferencian de cualquiera de los productos del magmatismo triásico medio-jurásico medio que originó al Complejo Marfil y aún de las efusivas e hipabisales permotriásicas del Macizo.

Teniendo en cuenta su similar composición litológica, semejante disposición estructural (plegada, con inclinaciones de 40° a 65°) e idénticas relaciones estratigráficas (en discordancia sobre ectinitas precámbrico (?)-paleozoicas y debajo de psefitas de la Formación Puesto Piris), dentro de un mismo ambiente geológico (flanco oriental del Macizo Norpatagónico, se homologa la entidad descrita con la Formación Sierra Grande aflorante 56 km al norte.

Las efusivas de la unidad podrían estar relacionadas con el magmatismo que dió origen a las plutonitas del Ordovícico superior (Formación Punta Sierra); junto con las vulcanitas citadas por Klammer (*op. cit.*) para Sierra Grande y por Proserpio (1978) para la zona de Gastre, definen uno o más eventos volcánicos ocurridos en el Paleozoico inferior.

En la loma de los Fósiles, al norte del yacimiento Sur de Sierra Grande, Müller (*op. cit.*) encontró *Clarkeia antisiensis* (D'Orb.) y *Brachiprion fascifer* que determinan una edad silúrica media y en el yacimiento Este *Conularia quichua* (Ulrich), indicadora según este autor de una edad devónica inferior. La presencia de esa conularia en concreciones ferruginosas de la Formación Lipeón, de comprobada edad silúrica (Antelo, 1978, p. 12), permite poner en duda la tradicional asignación al Devónico de la unidad.

El análisis de testigos de la perforación de YPF (Ch.PV.es-1) en Península Valdés revela la presencia de 790 m de pelitas asociadas a psamitas finas, de colores grises, muy diagenizadas, que fueron atribuidas por similitud litológica al Paleozoico de Sierra Grande (Masiuk *et al.*, 1976).

#### Diorita Méndez nov. nom.

*Antecedentes:* Granitos y granodioritas aflorantes en Sierra Grande fueron descritos por Zöllner (*op. cit.*), Arnolds (1952), Valvano (*op. cit.*), Navarro (*op. cit.*), Shell (*op. cit.*), de Alba (*op. cit.*) y Gelos (*op. cit.*). Un gran aporte en la reconstrucción cronoestratigráfica de las plutonitas del

macizo fue el realizado por Stipanovic (1967), Stipanovic *et al.*, (*op. cit.*) y Stipanovic y Methol (1972). Estos dos últimos distinguieron en forma tentativa un grupo de *Plutonitas carbónicas* y otro grupo de *Plutonitas pérmicas*. En el segundo grupo incluyen al Granito Sierra Pailemán. Con esa unidad correlaciona Ramos (*op. cit.*) parte de los granitos aflorantes al oeste de mina Gonzalito.

Nuñez *et al.*, (1975) agruparon las plutonitas del sector oriental del macizo en dos formaciones. Granitos y granodioritas de edad ordovícico-silúrica en la Formación Punta Sierra y granitos, granodioritas, dioritas y tonalitas de edad carbónica inferior a pérmica superior comprendidas, en sentido amplio, en el Granito Sierra Pailemán.

Franchi *et al.* (1975) y Haller (1976 y 1979) describieron el Granito La Irene, de edad pérmica superior, aflorante 57 km al oeste de Puerto Madryn.

*Distribución geográfica:* Ocupa una reducida superficie en la margen norte de la depresión en que se encuentra la salina Chica.

*Relaciones estratigráficas:* Al noreste de la salina Chica es cubierta en discordancia erosiva por la Formación Puesto Piris.

\* *Litología:* Es una roca de composición diorítica, de grano fino a mediano y color gris oscuro (N3). Microscópicamente presenta textura granosa Hipidiomórfica y está constituida por oligoclasa básica-andesina ácida, biotita, piroxenos(?) alterados a material sericitico-clorítico, opacos y apatita. El cuarzo se encuentra solo o con intercrecimiento gráfico con feldespato potásico en agregados intersticiales.

*Edad y correlación:* La datación isotópica de una muestra de la unidad proporcionó una edad de  $258 \pm 10$  m.a., es decir Pérmico inferior.

Si bien la edad de algunas plutonitas es aún discutida, se reconocen en el Paleozoico del Macizo, por lo menos dos ciclos plutónicos: uno neordovícico-eosilúrico ( $442 \pm 20$  m.a., granito de isla de los Pájaros, Nuñez *et al.*, 1975) y un plutonismo neopaleozoico (Stipanovic, 1967) de amplio desarrollo.

## II. MAGMATISMO TRIÁSICO-JURÁSICO

Se describe bajo el nombre de Complejo Marfil la secuencia volcano-sedimentaria

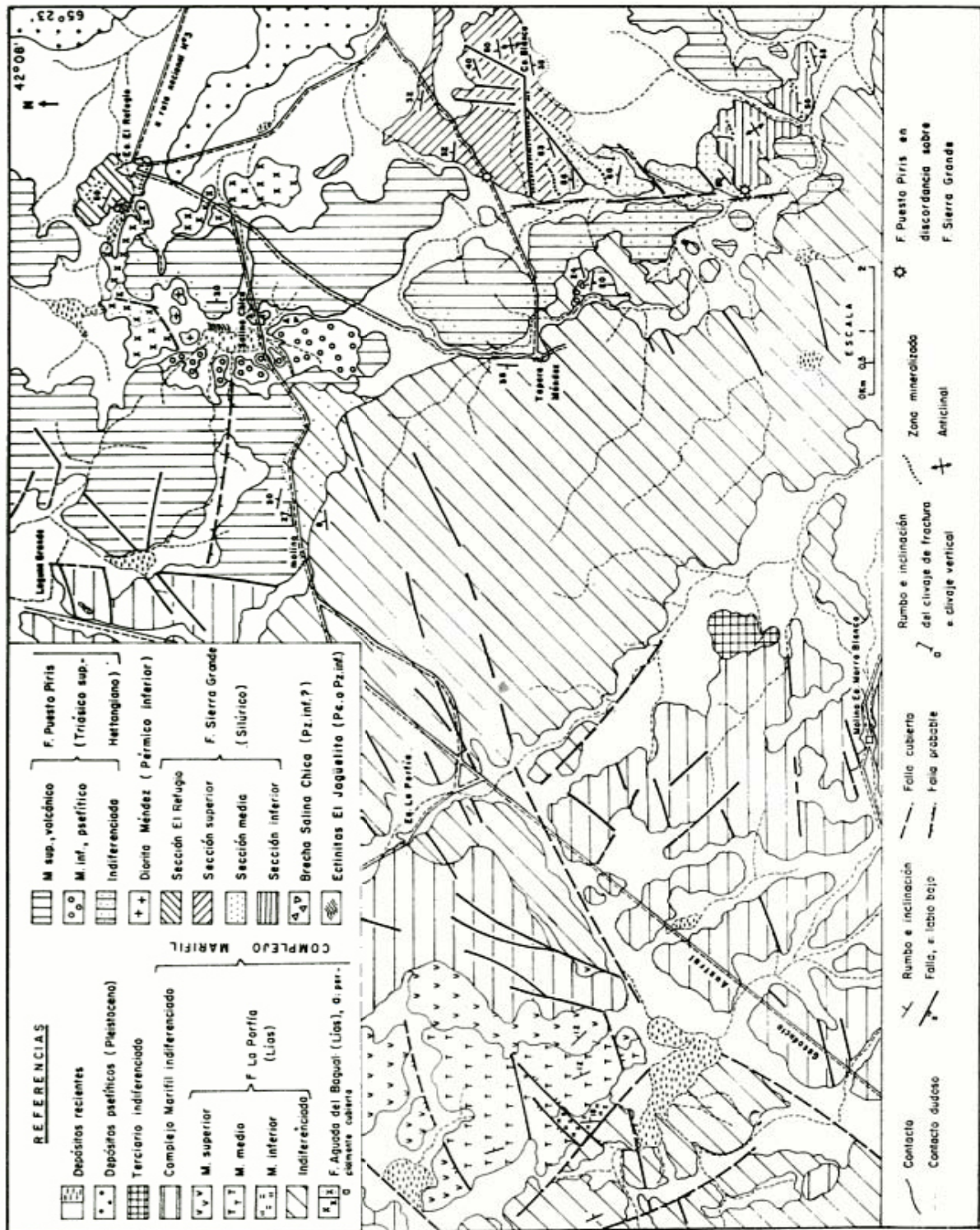


Figura 2. — Mapa geológico.

triásico-jurásica que aflora al sur del arroyo Verde y al oeste de la ruta nacional n° 3, en el extremo noreste de la provincia del Chubut. En las estancias El Refugio y La Porfía se determinaron parte de sus componentes estratigráficos gracias a la confluencia de apropiados factores litológicos, estructurales y topográficos. La extensión a comarcas más amplias de esas diferencias, se podrá realizar con levantamientos de mayor detalle y mediante la confección y correlación de los perfiles de las áreas de mejor exposición.

### Complejo Marifil (Malvicini y Llambías, 1974)

En el flanco oriental del Macizo Norpatagónico yacen extensas acumulaciones volcánicas e hipabisales de composición riolítica y en menor proporción riodacítica, dacítica y andesítica, producto de un magmatismo siálico desarrollado durante parte del Triásico y Jurásico. Se extienden en forma más o menos continua desde Valcheta por el norte, hasta el bajo de la Tierra Colorada por el sur; constituyen afloramientos aislados en ambas márgenes del tramo inferior del río Chubut y en la franja costera, desde punta Clara hasta bahía Bustamante. En el sector septentrional, las estribaciones nororientales de la meseta de Somuncurá separan estas acumulaciones de las vulcanitas mesozoicas del norte del macizo. Hacia el tramo medio del río Chubut interdigitan lateralmente con los productos volcánicos del magmatismo jurásico mesosilíceo del sector central de la provincia del Chubut.

*Antecedentes y nomenclatura:* La textura porfírica y la composición riolítica de las rocas del complejo, fueron características distintivas empleadas comunmente en la nominación de la unidad. Fue denominada "Serie de las Rocas Porfíricas" por Windhausen (1921), "Pórfiros cuarcíferos y sus tobas" por Wichmann (1927), y "Complejo Porfírico de la Patagonia extrandina" por Feruglio (1949).

En la Hoja 41 j, "Sierra Grande", integran la "Serie Efusiva" (de Alba, 1964). Para esa comarca, Corbella (1973) determinó la presencia de cuerpos hipabisales ácidos, intrusivos en la "Sucesión riolítica volcano-sedimentaria".

Malvicini y Llambías (*op. cit.*) clasificaron a las rocas volcánicas como ignimbritas

y distinguieron cuerpos de leucoriolitas intrusivas, agrupando al conjunto en la Formación Marifil. Esta denominación fue empleada con posterioridad por Ramos (*op. cit.*), Núñez *et al.* (*op. cit.*), Franchi *et al.* (*op. cit.*), Haller (1979), Lapido y Page (1979) y Nakayama *et al.* (*op. cit.*).

En este trabajo se conserva el nombre propuesto por Malvicini y Llambías (*op. cit.*), pero se prefiere utilizar la categoría formal de Complejo, dado que refleja más acabadamente las siguientes características litoestratigráficas de la entidad:

1. *Heterogeneidad litológica y composicional:* Se compone de ignimbritas, lavas, piroclastitas, cuerpos hipabisales porfíricos y felsíticos y rocas sedimentarias. Su composición, si bien es esencialmente riolítica, es también riodacítica, dacítica y andesítica.
2. *Compleja estructura:* Sus rocas se encuentran intensamente fracturadas formando bloques de distintas dimensiones y de variable desplazamiento vertical y horizontal. Esto dificulta el enlace y la ampliación regional de las observaciones locales.
3. *El Complejo Marifil contiene unidades litoestratigráficas diferenciables, separadas por discordancias:* Su acumulación en un prolongado lapso de tiempo, comprendido entre el Triásico medio y el Jurásico medio, permitía suponer la existencia de discordancias regionales internas aún no reconocidas. Esto se comprobó en las estancias El Refugio y La Porfía, donde se han distinguido tres unidades litoestratigráficas discordantes.

*Distribución geográfica:* Se describen en términos generales los afloramientos situados entre el arroyo Verde y los 42°30' de latitud sur y entre la ruta nacional n° 3 y el meridiano de 66°00'.

*Relaciones estratigráficas:* Cubre en discordancia angular al basamento paleozoico y soporta en discordancia angular sedimentitas cretácicas y sedimentitas marinas y continentales terciarias.

*Litología:* Las ignimbritas riolíticas son el principal componente de la entidad. Se disponen en mantos de flujo superpuestos que

constituyen unidades de enfriamiento mayores (Smith, 1960), atravesadas por diaclasas verticales en prismas columnares y por diaclasas superficiales en lajas. Estas estructuras se pueden observar en los escasos cortes profundos del terreno como por ejemplo el valle del arroyo Verde. Predominan los colores rojo pálido (5R 6/2), marrón pálido (5YR 5/2) a marrón claro (5YR 6/4) y rosa anaranjado grisáceo (5YR 7/2). La textura es porfírica. Los fenocristales (menos del 50 %) y cristaloclastos son de cuarzo (comúnmente corroído), ortosa, sanidina, oligoclasa-albita, hornblenda y biotita. Presentan generalmente intensa devitrificación axiolítica, esferulítica o felsítica de las trizas vítreas y fragmentos pumíceos. En el campo se reconocen facies de distinto grado de aglutinamiento.

Ignimbritas riódacíticas afloran en los alrededores del establecimiento Los Alamos, 53 km al oeste del Emplame Puerto Lobos (ruta nacional n° 3). Rocas dacíticas gris castaño claro (5YR 6/1) afloran nueve kilómetros al sur de la tapera Méndez.

Tobas, lapillitas y aglomerados volcánicos se hallan con frecuencia intercaladas entre las unidades ignimbriticas o formando espesas secuencias. En ocasiones es dificultoso distinguir ciertas tobas de las ignimbritas con menor aglutinamiento.

La escasa participación sedimentaria en el Complejo Marifil de la comarca está dada por un conglomerado polimíctico en su base (Miembro inferior de la Formación Puesto Piris); tufitas en toda la secuencia y láminas y estratos finos de calizas oscuras (esparitas) intercaladas en las pirolcastitas que afloran al sur del establecimiento Los Límites, 21 km al oeste del puesto de policía Arroyo Verde.

Cuerpos hipabisales riolíticos intruyen parte de la unidad en las márgenes del arroyo Verde. En efecto, pórfiros riolíticos gris castaño claros (5YR 6/1) de grano fino con marcada fluidalidad vertical afloran al oeste de la mina de manganeso (Malvicini y Llabías, *op. cit.*) y 600 m al suroeste de la ruta n° 3 (Cortés, 1979 b). Asimismo, un pórfiro riolítico rojo pálido (5R 6/2) de grano grueso, fue localizado al sur del establecimiento Aguada del Bagual. Pórfiros riolíticos rojizos afloran también al sur y oeste del establecimiento El Refugio.

**Edad:** En el cuadro 2 figuran 22 dataciones radimétricas realizadas por el INGEIS (método K-Ar, sobre R.T.) en rocas del com-

plejo. Las edades obtenidas revelan que las efusiones ocurrieron entre el Triásico medio y el Jurásico medio.

### Estratigrafía del Complejo Marifil en las estancias El Refugio y La Porfía

Se han distinguido tres entidades litoestratigráficas discordantes. La base del complejo está formada por psefitas y vulcanitas que integran los miembros inferior y superior respectivamente, de la Formación Puesto Piris. Intruyen a ésta, cuerpos hipabisales de pórfiros riolíticos agrupados en la Formación Aguada del Bagual. En discordancia angular sobre la primera se dispone una secuencia volcano-sedimentaria predominantemente piroclástica que se denomina Formación La Porfía.

### Formación Puesto Piris

(Núñez et al., 1975)

**Antecedentes:** Las primeras descripciones de rocas asignables a la entidad se deben a Zöllner (1950 y 1951) quien mapeó los afloramientos de loma de la Aguadita, loma de los Tres y loma de las Panzas, al sur del yacimiento Este de Sierra Grande. Con posterioridad, Arnolds (1951 y 1952) describió en detalle la secuencia aflorante en loma de los Tres, que se compone de brechas y conglomerados en la base, areniscas y tobas vitroclásticas con delgadas intercalaciones calcáreas. Al igual que Zöllner (*op. cit.*) relaciona las tobas y calcáreos con las efusiones de pórfiros, pero mantiene reservas respecto de la sección clástica inferior. Valvano (*op. cit.*) cita sedimentos lacustres calcáreo-margosos en la "Serie Volcánica". Klammer (*op. cit.*) en cambio, separa al conjunto del "Complejo Porfírico".

Núñez et al. (*op. cit.*) denominan Conglomerado Puesto Piris a una sucesión de 50 m de espesor, constituida por un conglomerado basal, areniscas conglomerádicas, areniscas calcáreas, tobas y calizas que afloran entre Valcheta y Aguada de Cecilio.

Para la comarca, Cortés (1979 a) citó camadas psefíticas que cubren en discordancia sedimentitas de la Formación Sierra Grande y que incluyó en la Formación del epígrafe. Zanettini (*op. cit.*) realizó un perfil litológico de la unidad en loma de Las Panzas. Consideró además que las camadas

CUADRO 2. — Dataciones radimétricas en rocas del Complejo Marifil

Litología	Ubicación	%K	Ar rad.	Ar atm.	Edad correg. (m.a.)	Edad s/ correg. (m.a.)	Referencias
Triásico medio, 222 a 208 m.a.							
Pórfiro monzonítico	Pailemán				211±10	207±10	Linares (1979)
Riolita	Dique Ameghino				210±10	205±10	Linares (1977)
Triásico superior, 208 a 190 m.a.							
Riolita	Co. Pichalao (Hoja 42g)				202±10		Yllañez (1979)
Ignimbrita ácida	Salina de Zeballos (Hoja 43h)	4,07	14,921	34,4	201±10	196±10	Haller (1979)
Riolita	Sierra Grande (Hoja 41j)				196±10	192±10	Suñez et al (1975)
Jurásico, Lías, 190 a 173,5 m.a.							
Ignimbrita riolítica	Estancia El Refugio (Hoja 42h)	4,73	16,36	7,5	189±5		Cortés (1979b)
Pórfiro riolítico	Arroyo Verde (Hoja 42h)	4,68	15,87	22,4	186±5		Cortés (1979b)
Toba riolítica	Norte co. del Ingeniero (Hoja 43h)				186±10	182±10	Haller (1979)
Riolita	Sur arroyo Salado (Hoja 41j)				185±10	181±10	Linares (1977)
Roca riolítica *	Sierra Grande				184±5	180±5	Halpern et al (1971)
Riolita	Sureste de Telsen (Hoja 43g)	4,45	15,146	7,70	184±10	180±10	Paqe (1977)
Ignimbrita dacítica	Valcheta				179±10	175±10	Linares (1977)
Ignimbrita riolítica	Estancia Cochicó (Hoja 42h)	4,83	15,60	25,0	177±5		Cortés (1979b)
Andesita	Entre Los Berros y A. Ventana				174±10	170±10	Suñez et al (1975)
Riolita	Dique Ameghino				174±10	170±10	Linares (1977)
Jurásico, Dogger, 173,5 a 151,5 m.a.							
Riolita	Co. Salpi (Hoja 46g)	5,59	17,529	9,0	172±10	168±10	Franchi et al (1975)
Riolita	Norte cto. Divisadero (Hoja 43h)	5,80	17,72	4,2	168±5	164±5	Haller (1979)
Riolita	Cañadón del Andaluz (Hoja 46g)	4,81	14,448	17,5	166±10	162±10	Franchi et al (1975)
Riolita	Noreste srra. de Pailemán				164±10	160±10	Suñez et al (1975)
Pórfiro riolítico	Las Chapas				162±5	158±5	Linares (1979)
Pórfiro riolítico	Norte de Las Chapas (Hoja 44g)	4,87	14,224	38,7	162±5	158±5	Lopido (1977)
Ignimbrita riolítica	Cañadón El Pañuelo (Hoja 46g)	5,50	15,898	32,5	161±10	157±10	Franchi et al (1975)

(\*) :  $Ar_{Rad}^{40} 10^{-10}$  mol/g. (\*\*) :  $Ar_{atm}^{40}$  %. (\*\*): según Corbella (1973).

psefíticas aflorantes al sur del establecimiento El Refugio (Cortés, *op. cit.*) corresponden a sedimentitas jurásicas que correlacionó con intercalaciones sedimentarias de la Formación Marifil.

La homologación de la secuencia volcano-sedimentaria aquí descrita con la Formación Puesto Piris, se realizó luego de su comparación directa con las muestras coleccionadas por el Doctor E. Núñez en la localidad tipo de la unidad; ambas secuencias guardan similar posición y relaciones estratigráficas dentro del mismo ambiente geológico.

**Distribución geográfica:** Se extiende a ambos lados de la salina Chica y al sureste de la tapera Méndez.

Un nivel guía para la localización de la unidad es su conglomerado basal. Forma remanentes aislados (muchos no fueron mapeados por su reducida superficie) en la depresión de la salina Chica y al sureste de la tapera Méndez. La meteorización disgrega fácilmente la roca dejando esparcidos numerosos guijarros y bloques sueltos como los

que se encuentran en los alrededores de la salina.

**Relaciones estratigráficas:** Cubre en marcada discordancia a las Ectinitas El Jagüelito, a la Brecha Salina Chica, a las sedimentitas plegadas de la Formación Sierra Grande y a la Diorita Méndez. Al oeste del establecimiento El Refugio pórfiros riolíticos de la Formación Aguada del Bagual intruyen piroclastitas de la unidad. Al sureste de la tapera Méndez, ignimbritas de la Formación La Porfia cubren en discordancia angular psefíticas y tobas de la unidad. Igual relación puede observarse entre piroclastitas de la Formación La Porfia e ignimbritas de la Formación Puesto Piris en las cercanías del molino al oeste del gasoducto Austral.

**Litología:** Se han diferenciado un Miembro inferior, psefítico y un Miembro superior, volcánico, de mayor espesor y desarrollo.

El *Miembro inferior* se compone de un conglomerado polimíctico rojo grisáceo (5R 4/2) a marrón pálido (5YR 5/2) constituido por clastos tamaño guija muy fina a

bloques pequeños con predominio de guija mediana a gruesa, redondeados a subredondeados, de formas tabulares, discoidales, equidimensionales y escasos esferoidales. Macroscópicamente se componen en orden de abundancia de metamorfitas, cuarzo y ftanita, granitos y granodioritas, cuarcitas, wackes, tobas y pórfiros cuarcíferos. La matriz areno-limosa se halla impregnada por óxido férrico; la fracción arena presenta clastos de cuarzo, feldespatos alterados, muscovita y abundante opacos. El espesor aflorante del miembro es de medio a un metro.

El *Miembro superior*, se compone hacia arriba de tufitas, aglomerados volcánicos tobas e ignimbritas.

Las tufitas son arenosas; hacia la base son psefíticas, de color marrón amarillento pálido (10YR 6/2) con grava muy fina a mediana diseminada. Al sureste de la tapera Méndez las tufitas arenosas son de color gris amarillento (5Y 8/1) teñidas a rojo pálido, con estratificación mediana; contienen fragmentos epiclásticos de arenitas cuarzosas, pelitas y metamorfitas. Por disminución de la fracción epiclástica se pasa a tobas lapilíticas y tobas aglomerádicas color gris oliva claro (5Y 6/1) a gris mediano (N5) y a tobas vitocristalinas de color rojo pálido (5R 6/2). En estas últimas son comunes los litoclastos de filitas, arenitas cuarzosas y fragmentos de pastas volcánicas.

La secuencia culmina con potentes acumulaciones de ignimbritas riolíticas. En la parte inferior, son de color marrón pálido (5YR 5/2) a rojo pálido (5R 6/2), porfíricas de pasta afanítica, con fenocristales (30 a 40 %) medianos, subhedrales a ehedrales de cuarzo, feldespato potásico y biotita; presentan estructuras fluidales bien marcadas. En la parte superior son de color rosa anaranjado grisáceo (5YR 7/2) a púrpura rojizo pálido (5RP 6/2) con menor porcentaje de fenocristales y menor fluidalidad. Se calculó para la unidad un espesor de 170 metros.

Los rasgos litológicos más destacados de la unidad son su conglomerado basal, la presencia de abundantes clastos y litoclastos de rocas del substrato en las tufitas y piroclastitas y la granularidad y grado de cristalinidad en las ignimbritas.

*Edad:* Se ha datado una muestra de las ignimbritas rojo pálido del Miembro superior aflorante al oeste de la salina Chica, que arrojó una edad de  $189 \pm 5$  m.a., es decir límite Triásico superior-Lías. La uni-

dad comenzó a depositarse entonces en el Retiano pudiendo abarcar gran parte del Hettangiano.

### Formación Aguada del Bagual nov. nom.

Se agrupan en la unidad los distintos tipos rocosos que constituyen cuerpos hipabisales de composición predominantemente riolítico-granítica y textura variable entre porfírica y felsítica, que intruyen o son cubiertos por distintos términos del Complejo Marifil, con el cual se hallan ligados genéticamente.

*Antecedentes:* Corbella (*op. cit.*) describió cuerpos de pórfiros riolíticos, pórfiros graníticos y de felsitas riolíticas, que intruyen la "Sucesión riolítica volcano-sedimentaria de Sierra Grande", al norte del arroyo Verde.

Malvicini y Llambías (*op. cit.*) revelaron la existencia de cuerpos de leucoriolitas fluidales, intrusivas en ignimbritas próximas a la mina de manganeso Arroyo Verde.

*Distribución geográfica:* Aflora un kilómetro al sur del establecimiento Aguada del Bagual, once kilómetros al oeste de la ruta nacional n° 3 sobre la margen sur del arroyo Verde. También lo hace al norte y noreste de la salina Chica y al oeste y sur del establecimiento El Refugio.

*Relaciones estratigráficas:* Aproximadamente 300 m al oeste del establecimiento El Refugio pórfiros riolíticos intruyen a la Formación Sierra Grande (en forma de dique) y a tobas de la Formación Puesto Piris. Los pórfiros de la unidad contienen comúnmente xenolitos de metamorfitas y granitos y engloban clastos del conglomerado de la Formación Puesto Piris. No se los ha observado intruyendo a la Formación La Porfia.

*Litología:* En la estancia Aguada del Bagual es un pórfiro riolítico rojo pálido (5R 6/2) con grandes fenocristales ehedrales de uno a dos centímetros y medio de longitud, de feldespato potásico en general alterado y fenocristales más pequeños, ehedrales a subhedrales, de uno a cinco milímetros de longitud, de cuarzo y feldespato subordinado. La pasta afanítica representa un 40 % de la roca. La disminución de tamaño del grano hacia el borde, la disposición de las diaclasas y de la aureola de contacto, indi-

can una intrusión en las ignimbritas circundantes.

En la estancia El Refugio son cuerpos hipabisales de pórfiros riolíticos de color rojo pálido (5R 6/2), marrón pálido (5YR 5/2) y rojo grisáceo (10R 4/2) con fenocristales medianos, de uno a cuatro milímetros, en general subhedrales, de feldespato rosado y cuarzo en una pasta afanítica. Presentan marcadas variaciones en el grado de cristalinidad. Así es que, al sur del establecimiento El Refugio el porcentaje de fenocristales varía en término medio de 10 a 20 %, mientras que al norte de la salina alcanzan un 40 % o desarrollan una mesotaxis fanerítica finamente granular. En la primer localidad contienen numerosos xenolitos de un milímetro a varios centímetros de diámetro.

*Edad:* La datación radimétrica del pórfiro de la estancia Aguada del Bagual establece una edad de  $186 \pm 5$  m.a., es decir eoliásica (límite Hettangiano-Sinemuriano). Los cuerpos de la estancia El Refugio intruyen rocas de edad retiana-hettangiana. Estas rocas podrían ser los productos de un mismo episodio subvolcánico ocurrido en el Lías (parte del Hettangiano, Sinemuriano) con posterioridad a la acumulación de la Formación Puesto Piris.

#### Formación La Porfía nov. nom.

*Antecedentes:* Nakayama *et al.* (*op. cit.*) citan rocas epiclásticas para el borde septentrional de la laguna Alargada, al suroeste del establecimiento La Porfía (localidad tipo).

Afloramientos asignables a la unidad localizados al este y noroeste de dicho establecimiento fueron descriptos por Cortés (1979 b) y Pasini (1981).

*Distribución geográfica:* La localidad tipo de la unidad se encuentra cuatro kilómetros y medio al suroeste del establecimiento La Porfía. Aflora en las márgenes de la salina que allí se encuentra, prolongándose hacia el norte y noroeste. Aflora en forma continua entre el molino y la tapera Méndez.

*Relaciones estratigráficas:* Cubre en neta discordancia angular a la Formación Puesto Piris, relación observable al sureste de la tapera Méndez y al oeste de la salina Chica,

dos kilómetros antes de llegar al gasoducto Austral.

En su perfil tipo, la secuencia normal está interrumpida en la base por fallas oblicuas a la estratificación y soporta en discordancia erosiva (?) vulcanitas riolíticas del complejo.

*Litología:* En el perfil tipo se distinguieron un Miembro superior, ignimbítico, un Miembro medio, tobáceo-tufítico y un Miembro inferior predominantemente aglomerádico arenoso. El rumbo de las capas varía de  $135^\circ$  a  $175^\circ$  y su inclinación de  $12^\circ$  a  $18^\circ$  al noreste. El perfil es el siguiente:

Vulcanitas riolíticas (Complejo Marifil)  
— discordancia erosiva (?).

#### Miembro superior (15 m)

- a. (15 m) *Ignimbrita riolítica* rojo pálido (10 R 6/2), con fenocristales (20 %) medianos de cuarzo, feldespato y mica en una pasta afanítica. Presenta mantos y estructuras de flujo.

#### Miembro medio (166 m)

- b. (30 m) *Toba fina* gris claro (N7), lajosa, algo silicificada y *tufita arenosa* gris claro a muy claro (N8), con fragmentos tobáceos gruesos, lapillos diseminados y fracción arenosa gruesa a muy gruesa. Contiene intercalaciones de *tufita arenosa* gris marrón claro (5YR 6/1) mediana.
- c. (7 m) *Tufita arenosa* rosada anaranjado grisácea (5YR 7/2) con arena mediana.
- d. (14 m) *Toba lapillítica* gris marrón clara (5YR 6/1) con fragmentos pumíceos blanquecinos. Hacia abajo es lajosa y de tonos rosados.
- e. (115 m) *Toba, toba aglomerádica* y *toba lapillítica* de colores gris claro (N7) y gris rosado (5YR 8/1) con fragmentos mayores de cuarzo, feldespatos, pumicitas y líticos diseminados o en niveles alternantes. En el tercio inferior y hacia la base se observaron niveles aglomerádicos con fragmentos de tres a diez centímetros de vulcanitas ácidas principalmente.

#### Miembro inferior (69 m)

- f. (0,5 m) Arenisca anaranjado grisácea (10YR 7/4) fina a mediana, consolidada, estratificada.

- g. (2,5 m) *Tufita arenosa* gris marrón clara (5YR 6/1) de arena fina, lajosa y *tufita arenosa* gris marrón (5YR 4/1) de arena mediana y grandes cristaloclastos de feldespatos.
- h. (10 m) *Agglomerado volcánico* rojo grisáceo (5R 4/2) a rojo pálido (5R 6/2) compuesto por bombas de hasta 50 cm, de rocas volcánicas ácidas y fragmentos pumíceos en una matriz areno-tobácea. Contiene una intercalación de dos metros de, *tufita arenosa* rojo grisácea (10R 4/2) de arena mediana a gruesa, estratificada y *arenisca marrón clara* (5YR 6/4) mediana, laminada y estratificada.
- i. (5 m) *Tufita arenosa* gris marrón clara (5YR 6/1) de arena mediana a gruesa y toba gris mediano clara (N6) que destaca litoclastos y cristaloclastos de feldespatos y micas de uno a tres milímetros de longitud.
- j. (1 m) *Arenisca*, ídem. nivel h.
- k. (10 m) *Agglomerado volcánico*, ídem. nivel h.
- l. (40 m aprox.) *Tufita arenosa* gris marrón clara (5YR 6/1) de arena fina a mediana alternada en láminas gruesas y *agglomerado volcánico* gris claro (N7) con fragmentos pumíceos.
- Falla.

#### Formación La Porfía.

Parte de la secuencia aflora entre el molino y la tapera Méndez. Se reconocieron en

la base, acumulaciones de aglomerados volcánicos marrón y rojo pálidos, con grandes fragmentos pumíceos y típicas areniscas marrones del Miembro inferior. Afloran hacia arriba tobas rosa anaranjadas y gris rosadas, en general muy consolidadas e ignimbritas rosa grisáceas (5R 8/2).

Numerosas fallas aisladas o en fajas de fracturamiento afectan la formación en la estancia La Porfía. Se han registrado inclinaciones de 8° a 27°.

*Edad y correlación:* No se poseen elementos de juicio que aseguren la edad precisa de la unidad. En base a sus relaciones estratigráficas con la Formación Puesto Piris es pos-hettangiana.

Dado que en la localidad tipo soportan (en discordancia?) efusiones ácidas del complejo, su edad podría ser liásica. En la comarca se reconoce actividad volcánica neoliásica con las ignimbritas de  $177 \pm 5$  m.a. de edad, que afloran 14 km al noroeste del establecimiento La Porfía.

Se homologan a la unidad los depósitos de aglomerados volcánicos, tobas y tufitas, con intercalaciones finas de calizas oscuras, plegados (con inclinaciones de 20° a 25°), que afloran desde la intersección del arroyo Verde con el gasoducto Austral hacia el sur y que fueron reconocidos por Cortés (1977 y 1979 b) y Nakayama *et al.* (1979). Asimismo, son equiparables litológicamente con la entidad, los potentes depósitos piroclásticos que afloran en Boca de la Zanja, sobre el tramo inferior del río Chubut, descriptos por Mendía (1981).

CUADRO 3.— Correlación temporal de los terrenos pérmicos a jurásicos del Macizo Norpatagónico. Ubicación cronoestratigráfica según: (1): Galli (1969); (2): Stipanovic *et al.* (1968); (3): Pesce (1976); (4): Lesta *et al.* (1980).

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	EDAD EN M.A.	SECTOR MARGINAL NOROCCIDENTAL DEL MACIZO	SECTOR SEPTENTRIONAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO	SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO	SECTOR OCCIDENTAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO
Mesozoico	Jurásico	Dogger	Calloviano Bathoniano Saxónico	177,5			Vulcanitas del Chubut oriental Fm. La Porfía	Grupo Isoco Trappist
		Lías	Pliensbachiano Rieseriano Hettangiano		Fm. Salice Fm. Piedra del Anillo	Molitas de El Grande Fm. Arada del Trappist	Fm. Los Inocentes	
			Triásico		Retliano Soriano Carriano	Fm. Paso Tijeras	Secuencia volcánica - sedimentaria (Microdías) Efusivas del co-Pichalco y de la salina Soballos	Fm. Garenilla
	Triásico	Medio	Ladiniano Anisieno	208			Finitas del dique Ameghino	
		Inferior	Scythiano	222				
		Pérmico	Superior	Tartariano Kazariano	239	Fm. Choyof	Efusivas en Los Menaces y en Sierra Colorada	Porfíridas de Valcheta
Inferior	Kunguriano Artinskiano Sakmariano		246		Fm. Nichihua	Fm. Co. del Ingeniero Granito La Iribe Diorita Méndez Granodiorita Pozo LDI	Fm. Lipetrón	



### III. CORRELACIÓN DE LOS TERRENOS PERMO-JURÁSICOS DE MACIZO NORPATAGÓNICO

A fin de establecer la significación regional de las entidades reconocidas en la comarca, en especial aquellas diferencias en el Complejo Marifil, se las correlacionó con las unidades permo-jurásicas que componen los sectores marginal noroccidental, septentrional y occidental del Macizo Norpatagónico (véase cuadro 3).

Las rocas de edad pérmica del macizo son en su mayoría de naturaleza intrusiva. Las plutonitas de mayor antigüedad (Pérmico inferior) son la granodiorita del Pozo Lagunas Dulces (Stipanovic, 1967) con  $254 \pm 10$  m.a. y  $253 \pm 10$  m.a. ( $249 \pm 10$  y  $248 \pm 10$  m.a.) y la Diorita Méndez.

Las plutonitas del Pérmico superior, cuyas edades varían entre  $245 \pm 10$  m.a. y  $237 \pm 4$  m.a. ( $240 \pm 10$  y  $232 \pm 4$  m.a.) son el Granito La Irene (Haller, 1979), las agrupadas en la Formación Michihuau (Stipanovic, 1967) y la facies granítica de la Formación Lipetrén (Nullo, 1978).

La asociación volcánica que en la cordillera Frontal y en la cordillera Neuquina constituyen la Formación Choiyoi (Groeber, 1946; *nom. subst.* Roller y Criado Roque, 1970) aflora en el borde noroeste del macizo; tendría sus equivalentes hipabisales en la facies de pórfiros graníticos de la Formación Lipetrén y en los pórfiros riolíticos de la Formación Cerro del Ingeniero de  $242 \pm 10$  m.a. ( $237 \pm 10$  m.a., Haller 1979); sus equivalentes efusivos estarían representados por las porfiritas de Valcheta, con  $233 \pm 20$  m.a. y  $227 \pm 20$  m.a. ( $228 \pm 20$  y  $222 \pm 20$  m.a.), del Pérmico superior-Triásico inferior y por efusivas próximas a Los Menucos, Sierra Colorada, Chasicó y estancia La Esperanza con  $231 \pm 7$  m.a. ( $226 \pm 7$  m.a.), límite Pérmico-Triásico y  $225 \pm 7$  m.a. ( $220 \pm 7$  m.a.), Triásico inferior (Halpern *et al.*, 1971 y Stipanovic y Methol, 1972).

Las eruptivas más antiguas del complejo son de edad triásico media y corresponden a riolitas del dique Ameghino y a un pórfiro monzonítico en Pailemán (ver cuadro 2).

Efusivas ácidas del Keuper pertenecientes al complejo fueron localizadas al noreste de la provincia del Chubut en el cerro Pichalao y al sureste de la salina Zeballos (cuadro 2). Actividad volcánica sincrónica fuera del ámbito del Complejo Marifil está represen-

tada en la secuencia volcano-sedimentaria con *Flora de Dicroidium*, aflorante al oeste de Los Menucos (Pesce, 1974 y 1976). Coira (1979) correlacionó litológicamente la parte superior de esa secuencia con la Formación Garamilla (Nullo, 1978) del oeste del macizo, pudiendo ser correlacionables parcialmente en tiempo.

Las sedimentitas y vulcanitas de la Formación Puesto Pirus de edad retiana-hettangiana tienen sus equivalentes temporales en el borde noroccidental del macizo, en las secuencias sedimentarias de las Formaciones Paso Flores (Fossa Mancini, 1937; *nomb. subst.* Stipanovic, 1967) y Piedra del Aguila (Galli, 1953) y en las vulcanitas de la Formación Sañicó (Galli, 1953, *nomb. subst.* Stipanovic, 1967), suprayacentes.

Un conjunto de efusivas ácidas del noreste de la provincia del Chubut y sureste de la provincia del Río Negro tienen edades que se encuentran entre los  $186 \pm 10$  m.a. ( $182 \pm 10$  m.a.) y los  $184 \pm 10$  m.a. ( $180 \pm 10$  m.a.) definiendo un episodio efusivo sinemuriano con el cual estarían conectadas genéticamente las rocas subvolcánicas de la Formación Aguada del Bagual.

Las piroclastitas neolíásicas de la Formación La Porfía tendrían su equivalente temporal en la Formación Las Leoneras (Nakayama, 1973) de probable edad liásica media-superior (Lesta *et al.*, 1980) y en las piroclastitas del puesto Guaiquimil al oeste de Piedra del Aguila, asignadas al neolíásico por Galli (1969). De la comparación litológica de las unidades liásicas del macizo y áreas marginales, resulta la preponderante participación de material piroclástico en su composición.

Numerosas dataciones del sureste del macizo y sector costero oriental del Chubut definen un vulcanismo bajociano-bathoniano con edades que oscilan entre  $172 \pm 10$  m.a. y  $161 \pm 10$  m.a. (cuadro 2), sincrónico con el vulcanismo esencialmente andesítico del centro de la provincia del Chubut, representado por el Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972).

En base a las dataciones realizadas hasta el presente se reconocen en el ámbito del Macizo Norpatagónico, cuatro eventos volcánicos de distinta edad, cuya composición, desarrollo y vinculación restan aún precisar. En el flanco oriental del macizo están representados por: porfiritas de Valcheta (Pérmico superior-Triásico inferior), riolitas del dique Ameghino y efusivas del cerro Picha-

lao y de la salina Zeballos (Triásico medio y superior), Formación Puesto Piris, riolitas de Sierra Grande, Formación Aguada del Bagual y Formación La Porfía (Retiano-Lías) y vulcanitas del Chubut oriental (Bajociano-Bathoniano).

En cuanto a la localización geográfica, las vulcanitas del Pérmico superior-Triásico inferior presentan su mayor desarrollo en el sector noroccidental del macizo, las del Triásico medio a Liásico están ampliamente distribuidas, mientras que las vulcanitas ácidas del Dogger están exclusivamente localizadas en el flanco oriental del macizo y en la zona costera de la provincia del Chubut. De esto se desprende que el vulcanismo del macizo ha progresado desde el noroeste al sureste en el transcurso de su desarrollo.

## Conclusiones

### Basamento precámbrico (?) -paleozoico

- 1) Se han descripto nuevos afloramientos de epimetamorfitas pre-silúricas y plutonitas del Pérmico inferior del flanco oriental del Macizo Norpatagónico. Asimismo se diferenciaron en el basamento de la comarca brechas volcánicas asignadas al Paleozoico inferior.
- 2) Se ha descripto una secuencia sedimentaria con participación piroclástica, de 980 m de espesor, que por su litología, disposición estructural y relaciones estratigráficas se homologó a la Formación Sierra Grande. La edad de ésta se restringe al Silúrico.

### Vulcanismo triásico-jurásico

- 3) En la secuencia volcano-sedimentaria mesozoica, para la que se propone la

categoría formal de Complejo, se diferenciaron tres unidades litoestratigráficas discordantes. Se estableció su edad triásico media a jurásico media.

- 4) Se reconocieron ignimbritas riolíticas en el Miembro superior de la Formación Puesto Piris. El fechado radimétrico de éstas le otorga a la unidad una edad retiana-hettangiana.
- 5) Se han descripto cuerpos hipabisales pertenecientes al complejo, que se agruparon en la Formación Aguada del Bagual, de edad eoliásica.
- 6) Se reconoció en discordancia agular sobre la Formación Puesto Piris una secuencia volcano-sedimentaria predominantemente piroclástica que se denominó Formación La Porfía, de probable edad neoliásica.
- 7) En el magmatismo mesozoico del Macizo Norpatagónico se reconocieron cuatro grandes eventos volcánicos ocurridos en el Pérmico superior-Triásico inferior, Triásico medio y superior, Retiano-Lías y Bajociano-Bathoniano.
- 8) La distribución regional de las vulcanitas mesozoicas del macizo revela que el vulcanismo del Jurásico medio se habría desarrollado localmente en el sector oriental de las provincias del Río Negro y del Chubut; se evidencia la migración hacia el sureste del vulcanismo recurrente mesozoico.

## Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento a las autoridades del Servicio Geológico Nacional por la autorización para la publicación del presente trabajo y al Doctor Víctor A. Ramos por sus apreciables sugerencias en la redacción del mismo.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., 1971. *Silurian of Argentina*, in Berry W. B. N. y Boucot A. J., "Correlation of South American Silurian Rocks". Geol. Soc. Am., Sp. Paper 133, 5-19.
- Antelo, 1978. *Las formaciones de edad silúrica en el noroeste argentino (provincias de Jujuy y Salta)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1): 1-16.
- Arnolds, A., 1951. *Contribución al conocimiento de los Recursos minerales del distrito Sierra Grande, territorio de Río Negro*. Direc. Nac. de Min., if. inéd., carpeta 179, Buenos Aires.
- 1952. *Aspectos generales de la geología y geomorfología del distrito Sierra Grande (provincia de Río Negro)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VII (2): 131-142, Buenos Aires.
- Braccacini, O., 1968. *Panorama general de geología patagónica*. III Jornadas Geológ. Arg., Comodoro Rivadavia, Actas I, Buenos Aires.

- Braitsch, O., 1965. *Das palaeozoikum von Sierra Grande (prov. Río Negro, Argentinien) un die altkaledonische faltung im ostlichen Andercorland*. Geol. Rundsch, 54 (2): 698-714, Stuttgart.
- Braziunas, T. F., 1975. *A geological duration chart*. Geology, III (6), Colorado.
- Coira, B. L., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, prov. de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Boletín N° 168, Buenos Aires.
- Corbella, H., 1973. *Acerca de la existencia de cuerpos hipoabisales granito-riolíticos en el distrito Minero de Sierra Grande (prov. de Río Negro) y su posible importancia metalogénica*. Asoc. Geol., Arg., Rev. XXVIII (4): 353-363, Buenos Aires.
- Cortés, J. M., 1977. *Descripción Geológica de la Hoja 42 h, Puerto Lobos, prov. del Chubut*, Inf. preliminar inéd., Serv. Geol. Nac., Buenos Aires.
- 1979 a. *Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande en la provincia del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas I: 481-487.
- 1979 b. *Descripción Geológica de la Hoja 42 h, Puerto Lobos, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. final inéd., Buenos Aires.
- Croce, R., 1956. *Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncurá en Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (3), Buenos Aires.
- Cuerda, A. y B. A. Baldi, 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana VIII (2): 128-164, Buenos Aires.
- de Alba, E., 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 41 j, Sierra Grande, provincia de Río Negro*. Dir. Nac. de Geol. y Min., Boletín N° 97, Buenos Aires.
- Dott, R. H. Jr., 1964. *Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?* Jour. Sed. Petrology, 34 (3): 625-632.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. YPF, I y II, Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., 1937. *La Formación continental de Paso Flores en el río Limay*. Mus. La Plata, Notas, II, Geol. N° 3, La Plata.
- Franchi, M. R.; M. Haller; O. R. Lapido; F. N. Page y A. H. Pesce, 1975. *Geología de la región nororiental de la provincia del Chubut, Rep. Arg.* II Congr. Iberoamericano de Geología Económica, IV: 125-139, Buenos Aires.
- Galli, C. A., 1953. *Acerca de una nueva interpretación de las formaciones Rético-Liásicas de la Patagonia Septentrional*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (4): 220-235, Buenos Aires.
- 1969. *Descripción Geológica de la Hoja 38 c, Piedra del Aguila, prov. de Neuquén y de Río Negro*. Dir. Nac. de Geol., y Min., Boletín N° 111, Buenos Aires.
- Gelos, E. M., 1977. *Metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, prov. de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (2): 99-110, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I Hoja Chos Malal*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (3): 177-208, Buenos Aires.
- Haller, M., 1976. *Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 141-142, Buenos Aires.
- 1979. *Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, Rep. Arg.* VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 285-297, Neuquén.
- Hálpem, M.; E. Linares y O. Latorre, 1971. *Edad rubidio estroncio de rocas volcánicas e hipoabisales (?) del área norte de la Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 169-174.
- INGEIS, 1977. *Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (3): 239-240, Buenos Aires.
- Klammer, G., 1964. *Die Palaeozoischen Eisenerze von Sierra Grande, Argentinien*. Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen XVII (10): 534-541.
- Lapido, O., 1977. *Descripción Geológica de la Hoja 44 g, Cerro Piedra Negra, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. inéd., Buenos Aires.
- Lapido, O. R. y R. F. N. Page, 1979. *Relaciones estratigráficas y estructura del Bajo de la Tierra Colorada, prov. del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas I, 299-313, Buenos Aires.
- Lesta, P. y R. Ferello, 1972. *Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz*. Geol. Reg. Arg., Academia Nac. de Cs., Córdoba: 601-653.
- Lesta, P.; R. Ferello y G. Chebli, 1980. *Chubut extraandino*. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, II; Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 1307-1387.
- Linares, E., 1977. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la Rep. Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. esp., Serie B, N° 4, Buenos Aires.
- 1979. *Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Publ. esp., Serie B, N° 5, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y E. J. Llambias, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, prov. del Chubut, Rep. Arg.* V Congr. Geol. Arg., Actas II: 185-202.
- Marchese, H. G.; E. C. Di Paola y A. T. Spiegelman, 1970. *Métodos y técnicas para el estudio de muestras de perforación (Cuttings y testigos)*. Asoc. Arg. Mineralog. Petrol. y Sediment., Rev. I (3-4): 93-116, Buenos Aires.
- Masiuk, V., D. Becker y A. García Espiasse, 1976. *Micropaleontología y sedimentología del Pozo YPF (Ch. P.V. es-1). Península Valdés, provincia del Chubut, Rep. Arg. Importancia y correlaciones*. A.R.P.E.L., XXIV, YPF, 22 págs., Buenos Aires.

- Mendía, J., 1981. *Descripción Geológica de la Hoja 44 h, Rawson y 44 i, Bajo de los Huesos, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. final inéd., Buenos Aires.
- Müller, H., 1964. *Zur Alterfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande, Río Negro in Nordpatagonien aufgründung neuer fossilfunde*. Geol. Rundsch, 54 ( ): 715-732, Stuttgart.
- Nakayama, C., 1973. *Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina*. V Congr. Geol. Arg., Actas III, 269-277.
- Nakayama, C.; J. C. Sciutto; E. Castrillo y C. Fernández, 1979. *Contribución al conocimiento geológico del sector noreste de la provincia del Chubut*. VII Congr. Geol. Arg., Neuquén, Actas I, 657-670.
- Navarro, H., 1962. *Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, prov. de Río Negro*. I Jornadas Geol. Arg., San Juan, Anales I: 151-172.
- Nullo, F. E., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 41 a, Lipetrén, prov. de Río Negro*. Serv. Geol. Nac., Boletín Nº 158, Buenos Aires.
- Núñez, E.; E. W. Bachmann, I. Ravazzoli; A. Britos; M. Franchi; A. Lizuain y E. Sepúlveda, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, prov. de Río Negro, Rep. Arg.* II Congr. Iberoamericano de Geología Económica, IV: 247-266, Buenos Aires.
- Page, N. F., 1977. *Descripción geológica de la Hoja 43 g, Bajo de la Tierra Colorada, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac. inf. inéd., Buenos Aires.
- Pasini, M. M., 1981. *Geología de la comarca ubicada entre los paralelos de 42°05' y 42°12' y los meridianos de 65°29' y 65°49', noreste de la prov. del Chubut*. Trabajo Final de Licenciatura, en preparación, Univ. Buenos Aires.
- Pesce, A. N., 1974. *Geología de la región situada al oeste de Los Menucos, prov. de Río Negro*. Trabajo Final de Licenciatura, Fac. Cs. Ex. y Nat. U.B.A.
- 1976. *Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 139-140.
- Proserpio, C. A., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 42 d, Gastre, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Boletín Nº 159, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1975. *Geología del sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, prov. de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 274-285.
- Rolleri, E. O., 1973. *Acerca de la dorsal del mar Argentino y su posible significado geológico*. V Congr. Geol. Arg., Actas IV, 203-220, Buenos Aires.
- Rolleri, E. O. y P. Criado Roque, 1969. *Geología de la provincia de Mendoza*. IV Jorn. Geol. Arg., Mendoza, II: 1-60.
- Rosenman, H., 1972. *Geología de la región de arroyo Los Berros (parte oriental de la meseta de Somuncurá), prov. de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 117-137, Buenos Aires.
- Shell Production Company of Arg. LTD, 1962. *Algunas observaciones geológicas a lo largo del borde septentrional del Escudo Patagónico*. I Jorn. Geol. Arg., San Juan, Actas II, Buenos Aires.
- Smith, R. L., 1960. *Ash flows*. Bull. Geol. Soc. Am., 71, 795-842.
- Spiegelman, A., 1979. *Estudio petrográfico de muestras de la Hoja 42 h, Puerto Lobos, prov. del Chubut*. Serv. Geol. Nac., inf. inéd., Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1913. *Investigaciones hidrogeológicas de los valles Chapalcó y Quehué y sus alrededores*. Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrog., Bol. 4, Serie B, Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Arg., XXII (2): 101-133, Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N.; F. Rodrigo; O. L. Bauliés y C. G. Martínez, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (2): 67-88, Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somuncurá*. Geología Regional Argentina, Acad. Nac. de Cs., Córdoba.
- Valvano, J. A., 1954. *Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (4): 193-209, Buenos Aires.
- Van Hinte, 1976. *A Jurassic Time Scale*. Am. Assoc. Petr. Geol., Bull. 60 (4), Tulsa.
- Volkheimer, W., 1965. *Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (Zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. X (3): 326-350, Buenos Aires.
- Wichmann, R., 1918. *Sobre la constitución geológica del territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental, entre el Río Negro y Valcheta*. Prim. Reun. Nac., Soc. Arg. Cienc. Naturales, Tucumán, Sec. I, Geol. Geogr. y Geof., 90-107, Buenos Aires.
- 1924. *Nuevas observaciones geológicas en la parte oriental del Neuquén y en el territorio del Río Negro*. Dir. Gral. de Minas, Publ. Nº 2, Buenos Aires.
- 1927. *Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuados durante los meses de enero hasta junio de 1923*. Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidro., Publ. Nº 33, Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1918. *Rasgos de la historia geológica de la planicie costanera en la Patagonia septentrional*. Bol. Acad. Nac. de Cs. de Córdoba, XXII: 319-364.

- 1921. *Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del territorio del Chubut, con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto Madryn.* Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrog., Boletín N° 24, Serie B, Buenos Aires.
- Zambrano, J.J. J., 1972. *Cuenca del Colorado.* Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs., Córdoba: 419-437, Córdoba.
- Yllañez, E., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 42 g, Telsen, prov. del Chubut.* Serv. Geol. Nac., inf. inéd., Buenos Aires.
- Zanettini, J. C., 1980. *Sedimentitas triásicas al sur de Sierra Grande (prov. de Río Negro y Chubut).* Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 301-307, Buenos Aires.
- Zöllner, W., 1950. *Informe geológico económico preliminar sobre la zona del Yacimiento Ferrífero de Sierra Grande.* Dir. Nac. de Min., carpeta N° 165, Buenos Aires.
- 1951. *Informe geológico-económico del Yacimiento Ferrífero de Sierra Grande, territorio Nac. del Río Negro.* Dir. Nac. de Min., carpeta N° 395, Buenos Aires.

Recibido: 15 de abril de 1981.

JOSE M. CORTES  
Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - 2º Piso  
1060 Buenos Aires.

## CIENCIA DEL SUELO

*Revista de la Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo*

La AACS comenzará a editar en el primer trimestre de 1983 una revista vinculada a todos los aspectos de la Ciencia del Suelo.

La apertura de recepción de trabajos será a partir del 1º de abril de 1982, quedando las páginas de nuestra Revista a disposición de los profesionales interesados. Para mayor información dirigirse a:

Raúl S. Lavado (Editor), Perla A. Imbellone (Co-Editor)  
532 N° 949, esq. 14, (1900) La Plata - Argentina

**BENEDETTIA HUAQUENSIS** NOV. GEN. ET NOV. SP.  
(TRILOBITA-PLIOMERIDAE) DE LA QUEBRADA DE HUACO,  
PROVINCIA DE SAN JUAN.

MARGARITA TORO y CESAR RUBEN MONALDI

### Resumen

Se describe y discuten las relaciones de *Benedettia huaquensis* una nueva especie de plioméridos proveniente de las calizas de la Formación San Juan aflorantes en la quebrada de Huaco, provincia de San Juan.

### Abstract

In this paper *Benedettia huaquensis* nov. gen. et nov. sp. is described and their relations are discussed. The species were collected in the limestones of San Juan Formation outcrops in the Huaco ravine, San Juan province.

### Introducción

El pliomérido que se describe en el presente trabajo fue hallado en el transcurso de un reconocimiento geológico, efectuado por las cátedras de Geología Histórica y Paleontología de la Universidad Nacional de Salta, en la localidad de Agua Hedionda (quebrada de Huaco) y en rocas calcáreas pertenecientes a la Formación San Juan de edad ordovícica.

### Antecedentes

Las calizas ordovícicas constituyen una unidad litoestratigráfica de gran importancia regional en toda la precordillera riojano-sanjuanina. Su definición con el nombre de Caliza San Juan se debe a Kobayashi (1937), denominación posteriormente difundida con el estudio de distintas secciones columnares de San Juan y La Rioja por Harrington (en Harrington y Leanza, 1957).

El contenido fosilífero de esta formación es muy abundante y se localiza en sus niveles superiores. Consta de una asociación integrada por trilobites, braquiópodos, gasterópodos, briozoos, nautiloideos y conodontos.

Los trilobites fueron estudiados por Harrington y Leanza (*op. cit.*) quienes reconocieron las siguientes formas: *Proetiella tellecheai*, *Nanillaenus gualcamayensis*, *Remopleuridioides preandinus* y *Mendolaspis salagastensis*.

Hünicken (1971) describió una fauna de conodontos integrada por *Oistodus*, *Ptiloconus*, *Cyrtioniodus*, *Periodon*, *Plectodina*, *Falodus*, *Scandodus* y *Cordylodus*. El hallazgo de nautiloideos se debe a Aceñolaza, Durand y Díaz Taddei (1977) quienes identificaron las siguientes formas: *Barnesoceras stelzneri*, *Oelandoceras sp.*, *Robsonoceras sp.*, *Protocycloceras sp.*, *Cyptendoceras sp.*, *Piloceras sp.*, *Anaspyroceras sp.*, *Curto-ceras kayseri* y *Angelinoceras sp.*

La única mención de plioméridos registrados para la Formación San Juan se debe a Harrington y Leanza (*op. cit.*), quienes refiriéndose al contenido faunístico de la misma citan a *Pliomera? sp.*, para la localidad de Gualcamayo. Con respecto a este ejemplar señalan que "está muy pobremente definido para garantizar alguna comparación".

En lo que respecta a la edad de esta formación, la misma fue interpretada como perteneciente al Llanvirniano en base a la endémica fauna de *Proetiella tellecheai*. Sin embargo, Moneta (1978) encontró una graptofauna (*Dichograptus separatus* e *Iso-graptus gibberulus*) esencialmente arenigiana superior en lutitas sobrepuestas a la Formación San Juan. Sobre esa base, Moneta considera que no puede ser asignada a la misma una edad que trascienda la sección media del Arenigiano superior.

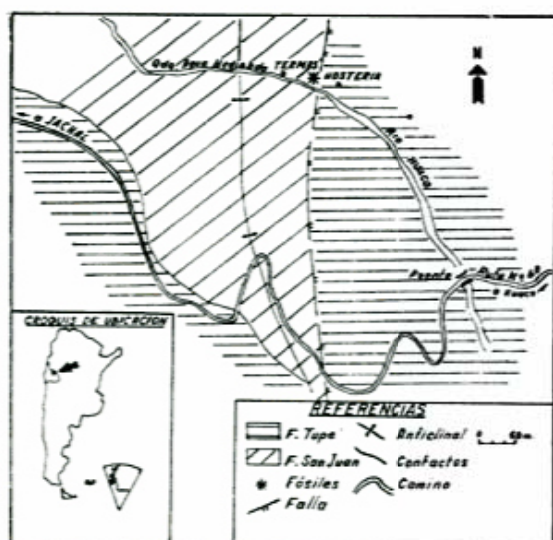


Fig. 1. — Esbozo geológico de la zona de Huaco (Aceñolaza et al., 1977).

### Estratigrafía

En la localidad de Agua Hedionda se encuentra uno de los perfiles clásicos de la Precordillera. Se trata de una estructura de tipo anticlinal, cuyo flanco oriental aparece truncado por una importante fractura regional de rumbo meridiano. Esta estructura tiene como núcleo a la Formación San Juan integrada por calizas grises, muy fosilíferas, estratificadas en bancos de 5 a 40 cm de espesor, con intercalaciones margosas y lutíticas; hacia la base (núcleo del anticlinal) dominan calizas oscuras, fétidas, estratificadas en bancos que generalmente superan los 50 cm de espesor, con intercalaciones de pederal y frecuentes bancos de limolitas. Las calizas están cubiertas discordantemente por estratos arenosos y limoarcillosos de la Formación Tupe (Carbónico), entre los que se distinguen intercalaciones carbonosas con restos de vegetales por lo general pobremente conservados (*Rhacopteris ovata*, *Sphenopteridium* sp.).

### Descripción sistemática

Clase Trilobita Walch 1771  
Orden Phacopida Salter 1864  
Suborden Cheirurina  
Harrington y Leanza 1957

Familia Pliomeridae Raymond 1913  
Subfamilia Protopliomeropinae Hupé 1953  
Género *Benedettia* nov.

Especie tipo: *Benedettia huaquensis* nov. sp.

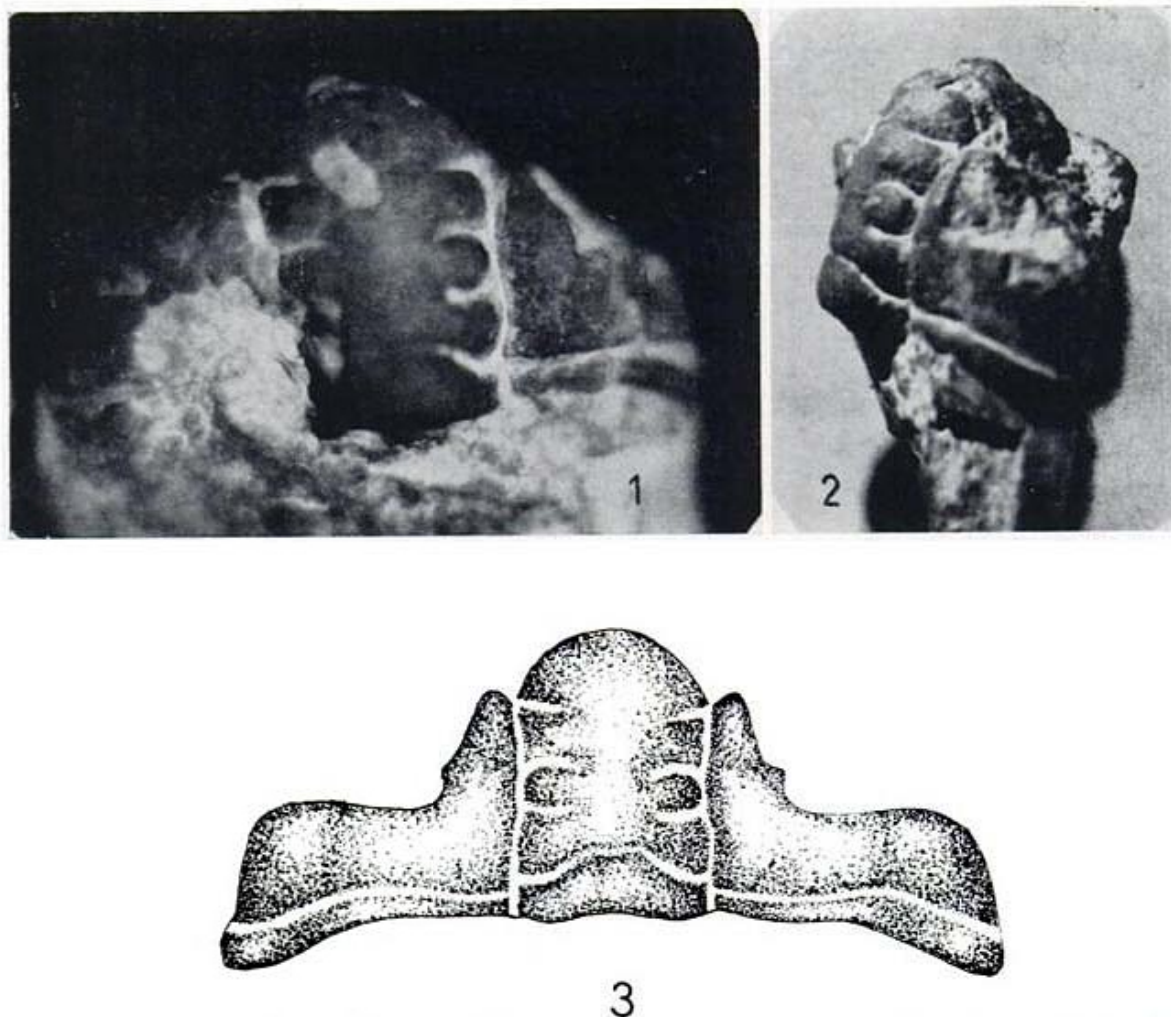
### Diagnosis

Cranidio semielíptico, convexo. Glabela semicilíndrica elevada por sobre el nivel de las fixígenas. Tres pares de surcos glabulares laterales profundos que determinan tres pares de lóbulos laterales. Áreas posteriores de las fixígenas subtrapezoidales. Sutura propia. Angulos genales redondeados. Ojos pequeños alejados de la glabela. Superficie de las fixígenas, lóbulo frontal, lóbulos laterales y anillo occipital con granulaciones; área media de la glabela lisa. Tórax y pigidio desconocidos.

### Descripción

Cranidio de contorno semielíptico, convexo, elongado transversalmente y cuyo ancho máximo es 2,5 veces el largo. Glabela semicilíndrica; redondeada anteriormente, elevada por sobre el nivel de las fixígenas, bien definida por surcos axiales profundos, subparalelos, algo sinuosos, levemente divergentes en su porción anterior; aplanada en su región posterior, suavemente inclinada a partir del par de surcos laterales 2p y fuertemente curvada hacia adelante y abajo desde la porción media del lóbulo frontal. Tres pares de surcos glabulares laterales: el par anterior (3p) está ubicado a la altura del ángulo anterolateral de la glabela, son rectos, oblicuos, convergentes hacia atrás, profundos, algo más anchos en la región distal, enangostándose gradualmente hacia la región proximal. El par medio (2p) está ubicado a la altura de los ojos, son curvos, profundos, convexos hacia adelante. El par preoccipital (1p) son profundos, curvos, cóncavos hacia adelante. Lóbulo frontal bien desarrollado conformando una superficie semielíptica, convexa, curvada hacia adelante. Los surcos glabulares laterales determinan tres pares de lóbulos convexos, desiguales en forma y tamaño: el par anterior está compuesto por lóbulos subromboidales, anchos; el par medio, con lóbulos ovales más angostos que los anteriores; el par preoccipital, aproximadamente del mismo ancho que el par anterior en la región distal.

Anillo occipital ligeramente elevado por sobre el nivel de la glabela; muy ancho en la porción media, enangostándose lateralmente hasta aproximadamente la mitad. Surco occipital muy marcado, profundizándose hacia los surcos axiales, recto en el tramo central y cóncavo hacia adelante distalmente.



Lám. I.—*Benedettia huaquensis* nov. gen. et nov. sp. 1: Vista frontal del holotipo X 3,3; 2: Vista lateral del holotipo X 1,8; 3: Reconstrucción del cranidio X 2.

Áreas posteriores de las fixígenas subtrapezoidales, convexas, dirigidas hacia atrás; borde posterior casi tan ancho como el anillo occipital en la región proximal, ensanchándose hasta casi tres veces en la región distal. Surco marginal profundo dirigido hacia atrás.

Sutura facial proparia. Ramas anteriores convergentes por delante de los ojos; ramas posteriores sigmoideas y curvadas hacia atrás lateralmente, cortando al margen lateral a la altura del surco marginal posterior. Angulos redondeados. Ojos pequeños alejados de la glabella y elevados por sobre el nivel de las genas. Lóbulos palpebrales separados de las fixígenas por un suave surco palpebral.

Superficie del cranidio cubierta por granulaciones que se extienden hasta el lóbulo frontal, lóbulos laterales y anillo occipital, siendo mayores en las fixígenas. Área media de la glabella lisa.

Tórax y pigidio, desconocidos.

### Discusión

Trátase de un único cranidio cuyas características morfológicas generales coinciden con las dadas por Hupé (1953) para la subfamilia *Protopliomeropinae*. Comparado con los géneros que constituyen la misma se observan notorias diferencias; a pesar de ello *Kanoshia* Harrington (1957; ilustrada en Harrington *et al.*, 1959) sería la forma más parecida en lo que respecta a la configuración general de la glabella. Las diferencias más marcadas se observan en la forma y disposición de los surcos glabulares, excepto el 3p, cuya ubicación es una de las características diagnósticas para la subfamilia; el anillo occipital es similar aunque en nuestro ejemplar es mucho más ancho. Difieren en la forma del área posterior de las fixígenas y en la ornamentación de la glabella. Mientras en *Kanoshia* ésta se encuentra totalmente cubierta por granulaciones, en *B. huaquensis* éstas se encuentran en el ló-



bulo frontal, lóbulos laterales y anillo occipital, siendo el área media de la glabella lisa. En ambos géneros los ángulos genales son redondeados.

La nueva forma descripta muestra también algunas semejanzas con *Hintzeia* Harrington (1957; ilustrada en Harrington *et al.*, 1959) en cuanto a algunos caracteres morfológicos, pero las diferencias radican en que la especie de Harrington tiene glabella cónica, el par de surcos laterales 3p ubicado por delante del ángulo anterolateral de la glabella, aristas oculares muy marcadas y superficie del cráneo cubierta totalmente por granulaciones.

Con el resto de los géneros de la subfamilia *Protopliomeropinae*, *B. huaquensis* tiene poca o ninguna semejanza, por lo que no se hace necesaria su comparación.

*Benedettia huaquensis* nov. sp.

Lám. I, figs. 1-3

*Descripción:* Igual que la del género.

*Material asignado:* Un cráneo sin la región anterior.

*Holotipo:* CNS-I 021-2/449 (Ciencias Naturales Salta-Invertebrados).

*Repositorio:* Cátedra de Paleontología General, Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Argentina.

*Medidas del holotipo:* Ancho del cráneo: 45 mm, longitud del cráneo: 20 mm, ancho de la glabella: 12 mm, longitud de la glabella: 18 mm.

*Derivatio nominis:* El nombre genérico está dedicado al Licenciado Juan Luis Benedetto, a quien debemos nuestra orientación en Paleontología. El nombre específico alude a la quebrada de Huaco.

*Horizonte y localidad:* Niveles superiores de la Formación San Juan en la localidad de Agua Hedionda, quebrada de Huaco, provincia de San Juan, Argentina.

*Edad:* Arenigiano superior.

#### Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., F. R. Durand y R. Díaz Taddei, 1977. *Nautiloideos ordovícicos de la Precordillera Argentina. Fauna de Huaco, Provincia de San Juan*. Acta Geol. Lilloana, 13 (8): 219-244.
- Harrington, H. J., 1957. *Notes on new genera of Pliomeridae (Trilobite)*. Jour. Paleont., 31 (4): 811-812.
- Harrington, H. J. y A. F. Leanza, 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina*. Special Publ. Univ. Kansas Press, 1: 1-276.
- Harrington, H. J. *et al.*, 1959. *Treatise on Invertebrate Paleontology (Part 0), Arthropoda 1*. En: R. C. Moore (Editor): 170-560.
- Hünicken, M. A., 1971. *Sobre el hallazgo de conodontos en las calizas de la Formación San Juan (Ordovícico - Llanvirniano) quebrada Potrerillos, Sierra de Yanso, Dpto. Jáchal, Provincia de San Juan*. Ameghiniana, 8 (1): 37-50.
- Hupé, P., 1953. *Classification des trilobites*. Ann. Paleont. (Paris), 39: 59-168.
- Kobayashi, T., 1937. *The Cambro - Ordovician shelly faunas of South America*. Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo (sect. 2), 4 (4): 369-522.
- Moneta, A. M., 1978. *Nuevos datos sobre la edad arenigiana de la Formación San Juan (Ordovícico), Provincia de San Juan*. Reunión Nacional: El Paleozoico de Argentina: 19-21, Tucumán.

Recibido: 19 de mayo de 1981.

MARGARITA TORO

Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia.

CESAR RUBEN MONALDI

Universidad Nacional de Salta, Departamento de Ciencias Naturales,  
4400 Salta, Argentina.

## INTERPRETACION GEOFISICA Y GEOLOGICA DEL VALLE DE YPACARAI (PARAGUAY) Y SU FORMACION

JAMES M. DEGRAFF, RAFAEL FRANCO y DELIO ORUE

### Resumen

El Valle de Ypacarai, ubicado a unos 35 km al este de Asunción, Paraguay, es un valle rectilíneo con un ancho de 6 a 10 km que se extiende en dirección N 30° sobre una distancia de 70 km. Un estudio geofísico y geológico se realizó en el área de dicho valle, principalmente para verificar la validez de las hipótesis tectónicas propuestas para su formación. El trabajo geológico consistió en observaciones regionales y en un muestreo para la determinación de densidades para las rocas del área, en tanto que el estudio geofísico consistente en gravimetría y magnetometría se llevó a cabo a lo largo de una línea que atraviesa el valle mencionado. Aparte de la presentación de una síntesis y una reinterpretación de la geología del área, los resultados más importantes de este trabajo son: 1) la observación de que en la zona ubicada al Oeste del Valle de Ypacarai predominan fallas normales de dirección norte-sur; 2) el descubrimiento en la misma zona de dos fallas probablemente normales y de dirección norte-sur cuyos lados occidentales habrán descendido 925 m y 1125 m como máximo con respecto a sus lados orientales; y 3) la conclusión de que el borde oriental del valle no está asociado genéticamente con una falla de rechazo vertical y de dirección noroeste. Después de rechazar las hipótesis tectónicas previamente mencionadas para su formación, se propone que el Valle de Ypacarai habría evolucionado por erosión selectiva a lo largo de una falla de cizallamiento de sentido dextrógiro que correría actualmente a lo largo del valle.

### Introducción

Desde el año 1950, cuando Harrington efectuó el primer estudio geológico regional del Paraguay oriental, el rasgo topográfico conocido como el Valle de Ypacarai ha llamado la atención de varios geólogos. Este valle se extiende aproximadamente en dirección N 30°O, abarcando 70 km desde Paraguarí en el Sur hasta Villa Hayes en el Norte, y variando su ancho entre 6 y 10 km (figs. 1, 2). Además, la pendiente que constituye el borde occidental de dicho valle al SE de Villa Hayes continúa más

### Abstract

The Ypacarai Valley, located about 35 km east of Asunción, Paraguay, is a rectilinear valley having a width of 6 to 10 km which extends a distance of 70 km in a N 30° W direction. A geophysical and geologic study was carried out in the area of this valley mainly to decide if one of the tectonic hypotheses already proposed for its formation comes close to the truth. The geologic work consisted in regional observations and sampling for the determination of densities for the rocks of the area, whereas the geophysical study, consisting in gravimetry and magnetometry, was carried out along a line which crossed the valley in question. Apart from the presentation of a synthesis and reinterpretation of the geology of the area, the most important results of this work are: 1) the observation that north-south striking normal faults predominate in the area situated west of the Ypacarai Valley; 2) the detection in the same area of two probable north-south striking normal faults whose western sides have dropped with respect to their eastern sides up to 925m and 1125m; and 3) the conclusion that the eastern border of the valley is not genetically associated with a NNW striking dip-slip fault. After rejecting the tectonic hypotheses previously mentioned for its formation, it is proposed that the Ypacarai Valley has evolved from selective erosion along a right lateral strike-slip fault which today would run along the length of the valley.

al NO sobre una distancia de 18 km hasta Benjamín Aceval. En las cartas topográficas de la zona se nota que la forma del valle no es simétrica, pues si bien el borde occidental incluyendo el trecho al noroeste de Villa Hayes es relativamente recto y regular, el borde oriental es algo sinuoso e irregular, especialmente en las cercanías de Paraguarí. Además, se nota que por lo general las elevaciones máximas del flanco oriental de dicho valle sobrepasan en 50 a 100 m a las del flanco occidental (fig. 4).

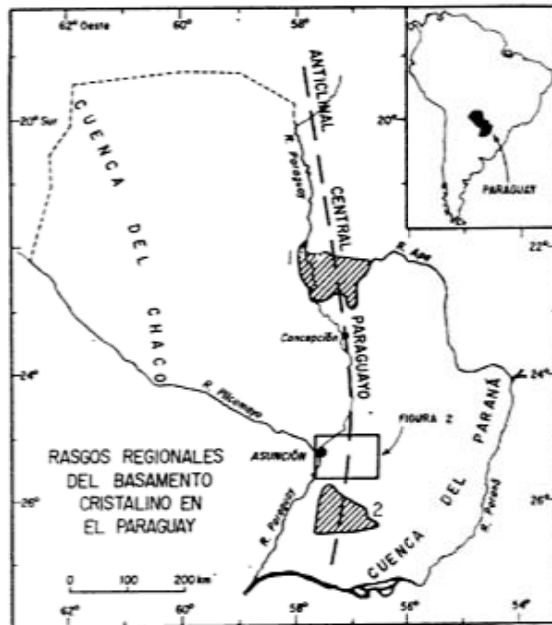


Fig. 1. — Mapa de los rasgos regionales del basamento cristalino en el Paraguay. Área 1: rocas cristalinas del Precámbrico en el norte y rocas cabonáticas de la Serie Itapucumí. Área 2: rocas cristalinas del Precámbrico en el sur. Los límites son aproximados.

La forma llamativa del Valle de Ypacaraí, es decir muy alargada en dirección noreste y relativamente recta, fue interpretado por Harrington (1950, 1956, 1972) como un graben comprendido entre dos fallas paralelas que corrían todo a lo largo de los bordes actuales de dicho valle desde Paraguari hasta Villa Hayes. En cambio Putzer (1962) prefiere pensar que a lo largo del Valle de Ypacaraí y cerca de sus bordes se extienden dos fallas en forma escalonada con buzamiento fuerte al SO de modo que el bloque sudoccidental de cada falla se ha hundido con respecto al bloque nororiental. También Putzer indica la posibilidad de que al noroeste del valle en cuestión existan otras fallas paralelas y del mismo sentido. En general los estudios posteriores han apoyado a la hipótesis de Harrington o la de Putzer, o una variante de ellas, pero sin poder comprobar cuál de las dos se acerca más a la realidad.

Hacia fines de 1979 se llevó a cabo un estudio gravimétrico y magnetométrico, tomando estaciones distribuidas a lo largo de la Ruta 2 desde San Lorenzo hasta un poco después de Eusebio Ayala de modo que la línea geofísica cruza algo perpendicularmente el Valle de Ypacaraí (fig. 2). Este estudio tiene como objeto verificar la validez de las interpretaciones de Harrington y de Putzer, de acuerdo a los nuevos datos obte-

nidos. Otro objetivo de este estudio es ubicar mejor las principales fallas existentes en la zona aledaña al Valle de Ypacaraí y calcular el desplazamiento vertical de cada una. Como una ayuda indispensable para la interpretación de los datos geofísicos, se efectuó también un estudio geológico del Valle de Ypacaraí desde Areguá en el norte hasta Paraguari en el Sur, cuyo objetivo era ajustar los datos geofísicos a la realidad geológica en lo posible.

### Síntesis geológica

Se presentarán no sólo los antecedentes geológicos referentes a la zona en estudio, sino también algunos nuevos datos obtenidos. Los datos nuevos y una revisión detenida de los antecedentes hacen necesario modificar en cierta manera la geología de la zona.

En el Paraguay oriental el anticlinal central paraguayo (Putzer, 1962) sería una dorsal alargada con dirección norte-sur, ubicada inmediatamente al este del río Paraguay y caracterizada por rocas del Precámbrico y posiblemente también del Paleozoico inferior, aflorantes o existentes a poca profundidad (fig. 1). La dorsal quedaría manifiesta en el norte por las rocas precámbricas y las rocas principalmente calcáreas de la Serie Itapucumí (Paleozoico inferior?) aflorantes en la zona ubicada inmediatamente al sur del río Apa, y en el sur por otro conjunto de rocas precámbricas aflorantes en la zona de Caapucú-San Miguel. En cuanto a las rocas precámbricas tanto del norte como del sur, se las suelen dividir en dos grupos: un conjunto de rocas metamórficas, en su mayor parte de origen sedimentario, que es más antiguo, y otro más reciente de rocas ígneas (granitos, pórfidos, aptitas y pegmatitas) que habrá intruido en parte el conjunto metamórfico. La dorsal constituida por dichas rocas dividiría geológicamente al Paraguay en dos sectores. Al este, los estratos paleozoicos y mesozoicos buzan ligeramente hacia la cuenca del Paraná, y al oeste se tiene la cuenca del Chaco rellena por sedimentos paleozoicos, mesozoicos y también cenozoicos. Sin embargo, cabe señalar que Harrington (1956) difiere de la opinión de Putzer y también de Eckel (1959), pues piensa que las dos zonas de rocas precámbricas aflorantes ya mencionadas representarían dos dorsales separadas por una subcuenca ubicada en las cercanías de Concepción.

### Rocas pre-silúricas

La zona del presente trabajo se halla en el medio del propuesto anticlinal central paraguayo y un poco al norte de la zona de rocas precámbricas aflorantes en el sur (fig. 1). Se tienen dos o posiblemente tres zonas menores donde aflora el basamento de rocas precámbricas y/o silúricas (fig. 2).

En la base de la pendiente que forma el borde oriental del Valle de Ypacaraí aflora en San Bernardino un granito descrito por Harrington (1950, 1956), Eckel (1959) y Putzer (1962). Este se extiende aproximadamente sobre un kilómetro a lo largo de la costa del lago Ypacaraí, y según Harrington (1950) sería una intrusión múltiple por tener una fase rosada y otra grisácea. El hallazgo de un angosto dique (0,20 m de espesor) de roca granítica y de grano fino, cortando en dirección noreste el granito ya conocido en San Bernardino, apoya esta idea. Este conjunto granítico, que pertenece al Precámbrico superior, según una datación de 786 m.a. (Putzer, 1975), está sobrepuesto por las capas casi horizontales y más inferiores del Silúrico en el Paraguay.

Al noreste de Paraguairí y en la base de la pendiente que forma el borde oriental del Valle de Ypacaraí precisamente en su terminación meridional, aflora un conjunto plegado de rocas sedimentarias y metamórficas no divididas en un triángulo formado por los cerros Cristo Redentor, Mbatoví y Santo Tomás. Las rocas del Cerro Cristo Redentor fueron descritas primero por Harrington (1950, 1956) como arenisca lutítica pasando hacia arriba a varvita, asignando a estas sedimentitas una edad pérmica. Debido al aspecto plegado del conjunto y su posición topográficamente inferior a la de las rocas silúricas en la zona, postuló que la falla oriental de su propuesto graben de Ypacaraí existiría entre el cerro Cristo Redentor y el más grande Cerro Jhú, situado a un kilómetro al sudeste del primero. Karpoff (1965) reafirma el origen glacial de las rocas de cerro Cristo Redentor, las agrupa dentro de su "Serie Escobar" de origen glacial, pero les asigna una edad precámbrica tardía hasta infra-cámbrica. Cabe señalar que Putzer (1962) también describe para la base occidental del cerro Cristo Redentor un conjunto de cuarcitas claras y pizarras guijarrosas oscuras del Precámbrico inferior según él, cuyos estratos se dirigen a N 45° E con un buzamiento de 80° SE. No obstante, es perfectamente claro que Putzer no está

hablando de la base occidental del cerro Cristo Redentor de hoy, en primer lugar porque en la cima del cerro citado no aflora el conglomerado basal del Silúrico como menciona él, y en segundo lugar porque su descripción litológica no concuerda con las rocas aflorantes en el flanco occidental del cerro. Los autores opinan que en realidad Putzer habría descrito las rocas del cerro Jhú, siendo éste el único adyacente al cerro Cristo Redentor, que sí presenta cerca de su cima el conglomerado basal del Silúrico suprayaciendo rocas que pueden ser las descritas por Putzer (*op. cit.*).

Una revisión tanto del cerro Cristo Redentor como del cerrillo sin nombre ubicado inmediatamente al oeste, permitió observar un conjunto de rocas sedimentarias y metamórficas plegadas en forma de un sinclinal aparentemente simétrico, cuyo eje casi horizontal se dirige al N 25° E y que coincide aproximadamente con el medio del cerro Cristo Redentor. Las rocas sedimentarias descritas por Harrington (1950, 1956) afloran en el flanco oriental del cerro Cristo Redentor a lo largo del camino Paraguairí-Pirebebuy, en tanto que en su flanco occidental y también en el cerrillo ya mencionado, se observan rocas metamórficas hornofélsicas generalmente oscuras que eran originalmente rocas sedimentarias de grano bastante fino y con laminación fina (metalutita). Podría explicarse la asociación íntima en esta zona de rocas sedimentarias y metamórficas con el descubrimiento de que las rocas del cerro Cristo Redentor se hallan intruidas por una riolita porfirítica (análisis macroscópico) de color claro. Las rocas metamórficas de esta zona serían productos de metamorfismo de contacto localizado alrededor de por lo menos una intrusión félsica. Esta interpretación concuerda con que las rocas metamórficas no exhiben clivaje ni esquistosidad.

A cuatro kilómetros al noreste del cerro Cristo Redentor siguiendo el camino hacia Piribebuy, se nota en la base del cerro Mbatoví un conjunto no muy bien expuesto de rocas sedimentarias y metamórficas similares a las del cerro Cristo Redentor. Estas rocas también se hallan intruidas por una riolita porfirítica (análisis macroscópico) de color claro y probablemente por otras rocas ígneas. Lo importante aquí es que todas estas rocas están sobrepuestas discordante y casi horizontalmente por el conglomerado basal del Silúrico inferior en el Paraguay, confirmando una edad pre-silúrica para ellas

y también para las rocas del cerro Cristo Redentor si se acepta que éstas son correlacionables a las anteriores. La probabilidad de que Putzer (1962) haya encontrado una serie metamórfica sobrepuesta por el conglomerado basal del Silúrico en el flanco occidental del cerro Jhú (cerro Cristo Redentor según él) indicaría también para ella una edad presilúrica.

A cuatro kilómetros al noreste de Paraguari en el cerro Santo Tomás, una intrusión de essexita ( $132 \pm 10$  m.a., Comte y Hasui, 1971) corta los estratos basales y casi horizontales del Silúrico que suprayacen un conjunto sedimentario y metamórfico de edad pre-silúrica. Aquí Putzer (1962) encontró en la base del cerro citado cantos sueltos de pizarra guijarrosa que sería equivalente a las rocas aflorantes en la base del cerro Jhú (cerro Cristo Redentor según él). Karpoff (1965) describe las rocas aflorantes en la salida oriental de Escobar en el camino a Sapucaí como lutitas rojizas y areniscas de grano fino plegadas, y las considera de origen glacial por contener cantos dotados de estrías glaciales. Reuniéndolos en su "Serie Escobar" y la que desaparece al norte bajo el conglomerado basal del Silúrico en el cerro Santo Tomás.

Hacia el borde occidental del Valle de Ypacaraí y a 4,5 km al sudeste del pueblo de Ypacaraí, existen 4 ó 5 pequeñas intrusiones de riolita porfirítica que actualmente se elevan hasta 50 m sobre el fondo del valle como cerros de forma redondeada (Eckel, 1959). Las rocas encajantes originalmente sedimentarias han sido convertidas localmente en brecha y metamorfoseadas por las intrusiones no datadas, y consisten actualmente en rocas hornsfélsicas oscuras con fina laminación relictica y con menos frecuencia en cuarcita blancuzca. Si bien Eckel (1959) tentativamente asignó dichas rocas al Permo-carbonífero, Putzer (1962) las consideró silúricas y Karpoff (1965) las incluyó en su "Serie Escobar" de edad precámbrica superior hasta infra-cámbrica. La edad más probable sería la de Karpoff, teniendo en cuenta lo que se ve al noreste de Paraguari. Sin embargo, se ha preferido asignarles una edad pre-silúrica por no contar con datos más específicos.

Por lo tanto, se piensa que debería aceptarse la existencia de un conjunto plegado de lutitas y areniscas posiblemente de origen glacial ("Serie Escobar") que infrayace discordantemente los estratos basales y casi horizontales del Silúrico inferior. También

se debe mencionar que la serie en su mayor parte sedimentaria se halla intruida y localmente metamorfoseada por riolitas porfíricas en por lo menos tres lugares y también por otras rocas ígneas. La "Serie Escobar" descansaría, donde existe, sobre las rocas cristalinas más antiguas, como las aflorantes en San Bernardino.

### Rocas silúricas y más recientes

Después de la deposición y plegamiento de los estratos pre-silúricos y las intrusiones de rocas félsicas, la totalidad fue erosionada formando así una paleosuperficie. Durante el Silúrico inferior (Llandoveryano) hubo una transgresión que depositó las rocas silúricas aflorando principalmente al este del Valle de Ypacaraí (fig. 2).

Los estratos inferiores buzan de 2° a 3° al este-noreste hacia la Cuenca del Paraná (Harrington, 1956) y descansan con marcada discordancia sobre la mencionada paleosuperficie. Wolfart (1961) fue el primero en reconocer para el Silúrico del Paraguay oriental de 1000 m a 1200 m de espesor, al que divide en dos unidades (fig. 3). La inferior, considerada de origen continental y de edad silúrica u ordovícica, es una secuencia clástica de 700 m a 820 m de espesor, dominada por areniscas arcósicas con estratificación cruzada cuya granulometría decrece a partir de un conglomerado basal. En cambio, la unidad superior es marina y de edad llandoveryana por su contenido fósil, y consiste en 310 m a 370 m de areniscas de grano fino a mediano con intercalaciones de lutita arcillosa y limosa. La Lutita Vargas Pena resulta ser una "intercalación" de lutita arcillosa que por haber adquirido un espesor considerable (de 10 m a 20 m) ha servido como un estrato guía en el Silúrico paraguayo. Harrington (1972) postula una edad silúrica para la unidad inferior (su Grupo Caacupé) y considera que la misma es de origen marino somero con la excepción del conglomerado basal que sería de origen fluvial (fig. 3). Más al este, hacia la parte central de la Cuenca del Paraná, el Silúrico se halla superpuesto discordantemente por estratos gondwánicos que también buzan ligeramente al este (Putzer, 1962; Harrington, 1972; Eckel, 1959; Wolfart, 1961).

El Silúrico también aflora inmediatamente al sudoeste del Valle de Ypacaraí en una franja angosta de 2 a 3 km de ancho,

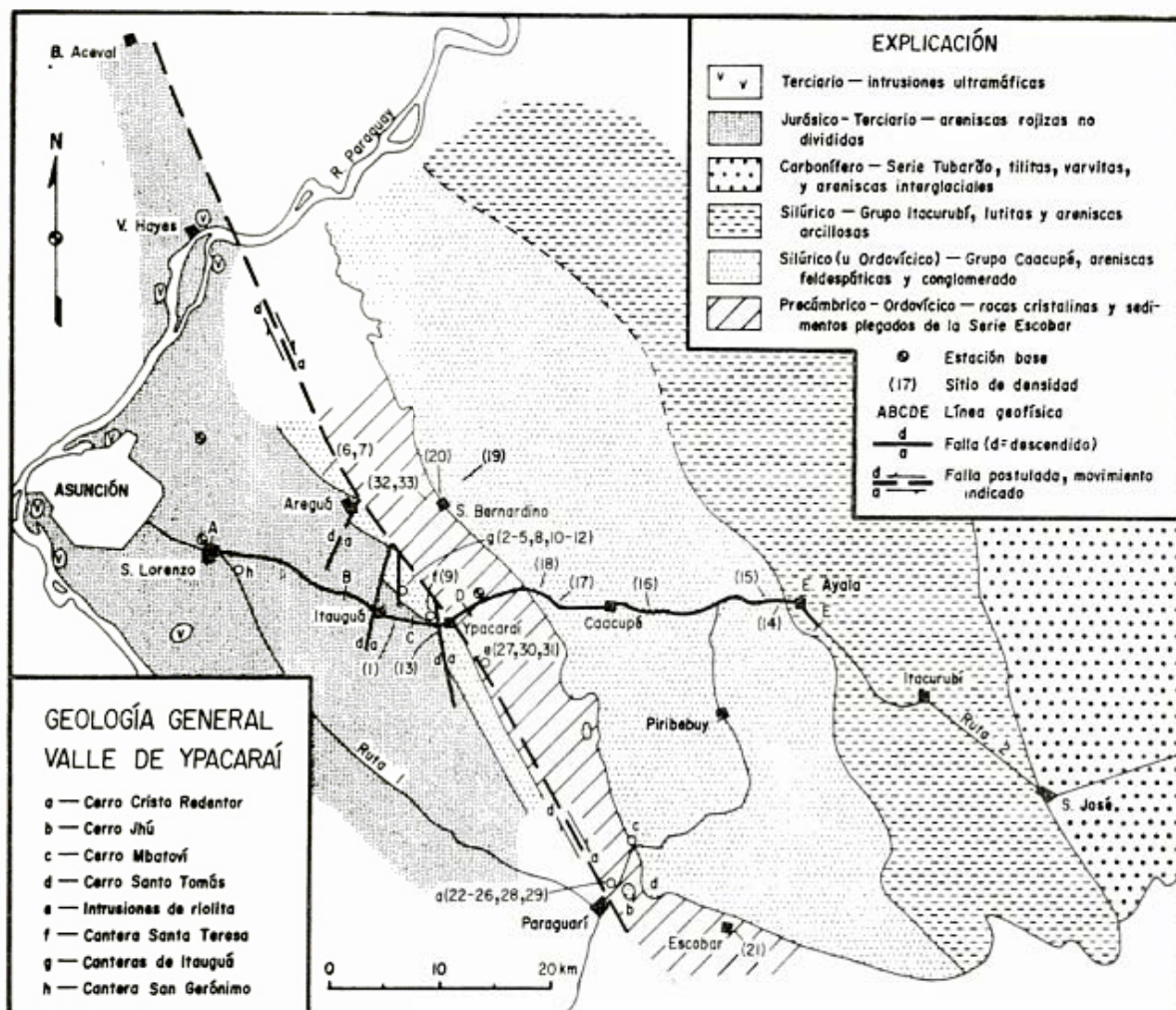


Fig. 2. — Mapa de la geología general alrededor del Valle de Ypacaraí. El valle se extiende desde Paraguarí hasta Villa Hayes, y corresponde a la zona de rocas más antiguas (Precámbrico-Ordovícico). Los sedimentos relativamente recientes que ocupan el valle y otras regiones han sido omitidos por motivos de simplificación. Nótese que al oeste del Valle de Ypacaraí la angosta franja de rocas silúricas se halla segmentada, debido a movimientos verticales de fallas de dirección norte-sur. A pesar de la simbología usada, dicha franja contiene rocas del Grupo Caacupé más hacia el noreste y rocas del Grupo Itacurubí más hacia el suroeste.

que corre desde Paraguarí en el sur hasta unos pocos kilómetros al noroeste de Areguá con dirección paralela a la del valle adyacente (fig. 2). Aquí es bien conocida la Cantera Santa Teresa (anteriormente Cantera Vargas Peña) donde se observa la Lutita Vargas Peña infrayacida por la Arenisca Eusebio Ayala (Putzer, 1962). Sin embargo Harrington (1972) opina que todas las unidades del Silúrico paraguayo están representadas en esta franja, opinión que se comparte. Se ha encontrado en las numerosas canteras ubicadas aproximadamente a 3 km al noreste de Itauguá la Lutita Vargas Peña suprayacida por la Arenisca Cerro Perro e infrayacida primero por la Arenisca Eusebio Ayala y luego por la Arenisca Caacupé.

Más hacia el sudoeste de la franja de rocas silúricas y estratigráficamente encima, descansan estratos consistentes en arenisca rojiza de grano mediano a fino y con estratificación pobre, que Harrington (1950, 1956) consideró como la Arenisca Misiones. Si dicha arenisca es en realidad la de Misiones, tendría una edad jurásica (Anónimo, 1975) o quizás jurásica-cretácica (Palmieri, comunicación personal). Aún más hacia el sudoeste en las proximidades de Asunción se tienen otras areniscas rojizas no bien consolidadas, algunas de las cuales han proporcionado mamíferos fósiles del Plioceno-Pleistoceno (Putzer, 1962), mientras que otras son aparentemente de edad post-eocena por contener cantos de rocas ígneas parecidas a otras rocas aflorantes y datadas en  $46 \pm 3$  m.a. (Comte y Hasui, 1971).

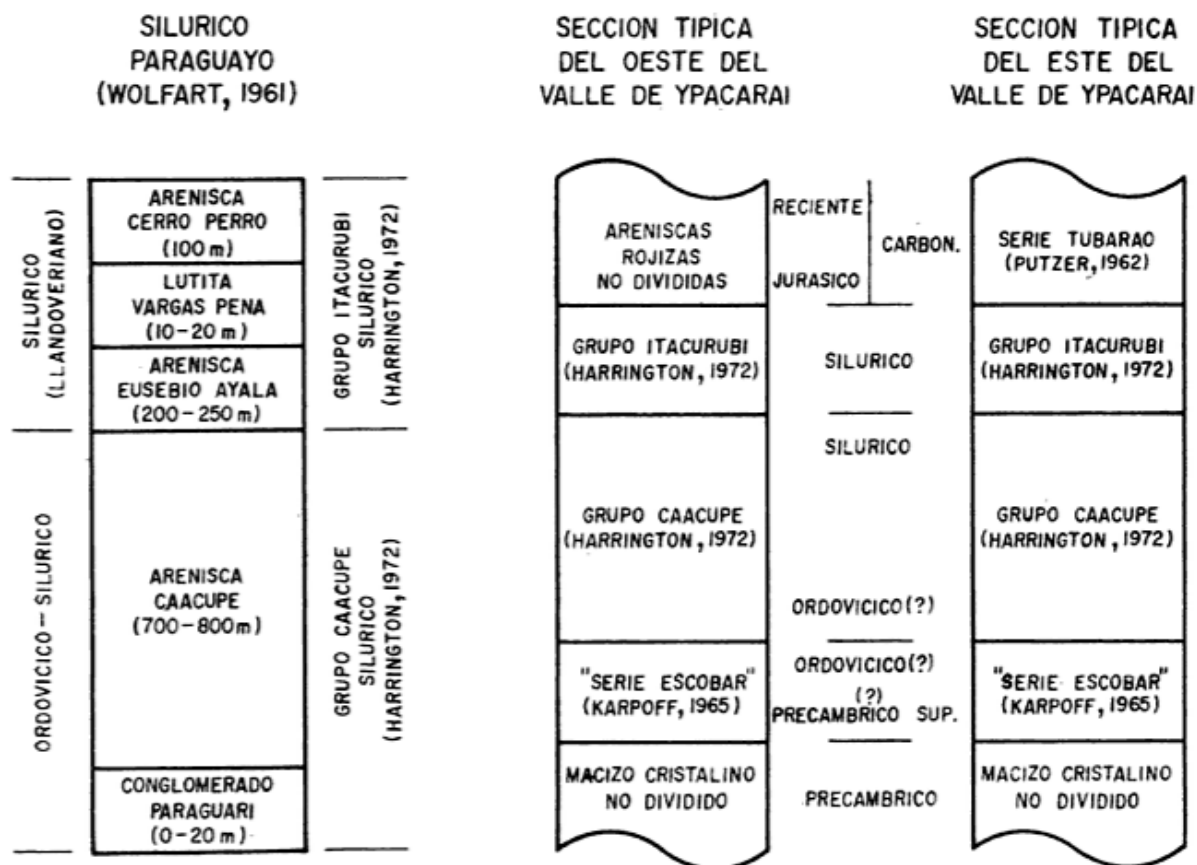


Fig. 3. — *Izquierda*: Divisiones del Silúrico paraguayo según Wolfart (1961), con algunas modificaciones de Harrington (1972). *Derecha*: Secciones estratigráficas típicas del oeste y del este del Valle de Ypacaraí.

Como ejemplo de las últimas rocas mencionadas deben citarse las rocas expuestas en la cantera San Gerónimo (Miraglia, 1965) ubicada a 3,5 km al este-sudeste de San Lorenzo. Aquí una arenisca rojiza con cemento arcilloso ha sido intruida por un enjambre de diques angostos (hasta 1 m de ancho) con un rumbo general de 50° y un buzamiento casi vertical. La roca de los diques ahora muy meteorizada era aparentemente de composición máfica y de grano fino. Los diques han afectado en cierta medida a la arenisca, que además de ser metamorfoseada localmente hasta cuarcita presenta una estructura columnar también de origen metamórfico.

### Estructura silúrica y post-silúrica

A primera vista la estructura a través del Valle de Ypacaraí es simple. Al este del valle los estratos silúricos reposan discordantemente sobre el basamento pre-silúrico y buzan ligeramente al este-noreste hacia la

Cuenca del Paraná. Si bien dichos estratos se hallan intruidos en algunos lugares por diques máficos de edad jurásica-cretácica y con direcciones principalmente al noroeste (Putzer, 1962), por lo general no presentan complicaciones estructurales como pliegues o fallas de gran rechazo. Los mismos estratos terminan al oeste en el borde del Valle de Ypacaraí formando aquí un escarpe, y luego se los encuentran de nuevo al oeste del valle donde forman otro escarpe de menos altura.

Sin embargo al oeste del Valle de Ypacaraí los estratos silúricos han sido afectados tectónicamente de manera que presentan en general un rumbo hacia el noroeste con un buzamiento de 25 a 35 al sudoeste (Harrington, 1950, 1956; Eckel, 1959; Putzer, 1962; Escobar, 1980). También en la Cantera Santa Teresa las rocas silúricas se hallan localmente brechificadas y contorsionadas por efectos tectónicos (Harrington, 1950, 1956). Tanto Harrington (1950, 1956) como Putzer (1962) mencionan la brechificación y silificación de las rocas formando

el borde occidental del Valle de Ypacaraí inmediatamente al noroeste de Paraguari, e interpretan esto como una evidencia de que una falla de gran rechazo sigue dicho borde del valle con una dirección noroeste-sudeste. Además, Putzer (1962) menciona que la franja del Silúrico al oeste del Valle de Ypacaraí se halla subdividida en bloques angostos por fallas secundarias sin proporcionar más detalles.

Harrington (1950, 1956) postula que cada escarpa del valle es una escarpa de falla con una dirección noroeste-sudeste, y que el bloque comprendido entre ellas se habría hundido una distancia no especificada con respecto a los bloques ubicados al este y al oeste del valle. También postula que el bloque ubicado al oeste del valle se habría hundido varios centenares de metros con respecto al bloque ubicado al este del valle, esto sobre la base de que la Lutita Vargas Peña al oeste del valle tiene una cota menor que la que tiene la misma Lutita al este. A diferencia de Harrington, Putzer (1962) explica el Valle de Ypacaraí como producto de desplazamiento vertical a lo largo de un conjunto de fallas escalonadas que tienen un rumbo de  $10^\circ$  norte- $20^\circ$  oeste y un buzamiento fuerte hacia el oeste, y cuyos techos ubicados al oeste de cada falla se han hundido con respecto a sus pisos. Si bien postula dos fallas principales asociadas con los escarpes ya mencionados del valle, admite también la posibilidad de que por fuera del valle hacia el oeste existan otras fallas paralelas. Al igual que Harrington, Putzer cree que la Lutita Vargas Peña aflorante al oeste del Valle de Ypacaraí se ha hundido con respecto a su continuación al este del valle, y calcula en unos 600 m su desplazamiento vertical a través de dicho valle.

A pesar de sus diferencias, ambos autores estarían de acuerdo en que el Valle de Ypacaraí debe su existencia a desplazamientos verticales a lo largo de fallas normales, y que ellas se originaron en un ambiente tectónico tensional. Putzer (1962) hizo hincapié en que las rocas silúricas y más recientes del Paraguay oriental nunca fueron afectadas regionalmente por tectonismo compresional debido a la ausencia en estas rocas de fallas de empuje de gran rechazo y de pliegues importantes. Según él, dichas rocas han sido afectadas solamente por tectonismo tensional que tuvo lugar desde el Jurásico hasta el Terciario, citando como evidencia de ello las intrusiones alcalinas y de rocas afines de la misma edad, así como el estilo

tectónico típicamente germánico evidenciado en las mismas rocas del Paraguay oriental. Aún cuando Harrington (1950, 1956) no habla explícitamente de un régimen tensional para el Paraguay oriental, todos los datos geológicos que ofrece en sus trabajos sirven para apoyar lo dicho por Putzer. En cuanto al tiempo de los movimientos tectónicos, Harrington (1956) cree que en el Pérmico tardío habría sido el primer movimiento que inició el propuesto graben de Ypacaraí, y que luego a partir del Terciario superior hasta el reciente, un segundo movimiento tectónico habría dado la forma final a dicho graben.

Se presentan a continuación algunos nuevos datos estructurales que provienen de la zona ubicada al norte de la ruta 2 entre Itauguá e Ypacaraí (fig. 2). En esta zona se observa en numerosas canteras el estilo tectónico evidenciado por fallas y diaclasas que han afectado la Lutita Vargas Peña y las areniscas asociadas. A 2,5 km al oestenoeste de Ypacaraí en la Cantera Santa Teresa todas las fallas observadas son del tipo normal, pudiéndose comprobar esto fácilmente observando la secuencia estratigráfica actualmente bien expuesta, así como las estrías tan comunes en los planos de falla. En esta cantera las fallas y diaclasas asociadas exhiben direcciones principales que son norte-sur, norte-noreste-sud-sudoeste, y este-noreste-oeste-sudoeste. Sin embargo, las tres fallas de mayor rechazo pertenecen al grupo de fracturas con dirección N-S y presentan desplazamientos verticales de 1 a 2 m. Dos de estas tres fallas tienen su lado oriental hundido, siendo el caso opuesto para la tercera. En otra cantera ubicada a 800 m al noroeste de la Cantera Santa Teresa, las direcciones principales de las fracturas siguen siendo las mismas que las ya mencionadas. Aquí la única falla observada se dirige al norte con un buzamiento casi vertical, y tiene su lado oriental desplazado verticalmente hacia abajo en 2 a 3 m. A 2 km más hacia el noroeste la Lutita Vargas Peña se manifiesta otra vez en varias canteras ubicadas aproximadamente a 3 km al noreste de Itauguá. Las diaclasas observadas en estas canteras tienen direcciones variando en su mayor parte entre norte y noroeste, pero la única falla, encontrada en la Cantera Villeta, se dirige a  $N 3^\circ E$  con un buzamiento casi vertical. Esta falla ha desplazado la Lutita Vargas Peña ( $R = N 73^\circ O$ ,  $B = 30^\circ S O$ ) en sentido diestro sobre una distancia de 280 m, lo cual indicaría un



descenso del lado occidental en 150 m si todo el movimiento fuera vertical. En fin, al oeste del Valle de Ypacaraí en las cercanías de Itauguá e Ypacaraí, todas las fallas observadas por los autores subscriptos son normales. Además, si bien se observan varias direcciones de diaclasas, todas las fallas de mayor rechazo se dirigen hacia el norte y tienen buzamientos variando entre  $65^\circ$  y  $90^\circ$ .

### Metodología

El estudio geofísico consiste en dos partes: un estudio gravimétrico y uno magnetométrico complementario. El estudio gravimétrico se llevó a cabo a lo largo de la ruta 2 desde San Lorenzo hasta un poco más allá de Eusebio Ayala; se tomaron como estaciones geofísicas primarias los puntos de nivel establecidos por el Instituto Geográfico Militar (IGM) que se pudieron encontrar en el campo (figs. 2, 4). Las elevaciones sobre el nivel del mar de algunos de estos puntos fueron tomadas de los mapas topográficos (escala 1 : 50.000) de la zona en estudio y tienen una exactitud de  $\pm 0,5$  m. Sin embargo, para la mayoría de los puntos de nivel era posible conseguir del IGM una elevación más precisa cuya exactitud es de  $\pm 0,00005$  m.

Puesto que la distancia entre las estaciones primarias es muy variable, se establecieron también estaciones secundarias de modo que en zonas donde hay anomalías importantes la distancia entre sucesivas estaciones primarias y secundarias es de 0,5 a 1 km en dirección este-oeste, y donde no las hay es de 1 a 3 km (figs. 2, 4). Las elevaciones de estas estaciones secundarias fueron medidas con un microaltímetro (Modelo M-1, American Paulin System), usando el método de circuitos cerrados entre dos estaciones bases. Estas últimas siempre se las escogieron de los mismos puntos de nivel usados como estaciones primarias, y el tiempo transcurrido entre las tomas de las dos bases de un circuito siempre era menos de 100 minutos. Los datos altimétricos fueron corregidos usando una sencilla corrección de deriva, prescindiendo de las correcciones usuales de temperatura y presión atmosférica. A pesar de esto, se estima que las elevaciones calculadas para las estaciones secundarias tienen una exactitud de  $\pm 3$  m. La última cifra es el resultado de pruebas consistentes en medir varias veces en circuitos distintos la elevación de una sola esta-

ción secundaria y luego en analizar estadísticamente los datos resultantes.

Las mediciones de la aceleración de gravedad se realizaron en cada estación primaria y secundaria con un gravímetro geodético (Modelo Worden, Texas Instruments), tomando como base principal la estación 9233-50 establecida por el Interamerican Geodesic Survey en el viejo aeropuerto Presidente Stroessner. Además, se estableció una base secundaria en el punto de nivel E-1-28 ubicado en la intersección de la Ruta 2 con el desvío a San Bernardino (fig. 2). Las estaciones gravimétricas también fueron medidas usando el método de circuitos cerrados entre dos bases, de manera que el tiempo transcurrido entre las dos mediciones de la base o bases nunca excedía 6 horas. Luego, los datos gravimétricos obtenidos en el campo fueron corregidos para los efectos de deriva, elevación (aire libre y Bouguer) y latitud para hallar la gravedad de Bouguer ( $g_B$ ) de cada estación.

Para poder calcular mejor la corrección de elevación fue necesario suplementar los datos de elevación ya mencionados con datos de densidad mediante un muestreo de las unidades geológicas más importantes en la zona. De cada sitio de muestreo (fig. 2) se recolectaron de 4 a 5 muestras frescas y representativas, cuyos valores de peso específico (= densidad en  $gm/cm^3$ ) fueron medidos y luego promediados para hallar el peso específico medio de la roca de dicho sitio. En la práctica, este procedimiento se repitió dos veces para las muestras de cada sitio, la primera vez después de 30 días de secamiento al aire para dar un peso específico "seco", y la segunda vez después de 5 días de sumersión en agua para dar un peso específico "mojado". El peso específico en situ de las rocas muestreadas debe comprenderse entre estos dos extremos (cuadro 1). Sin embargo, en el cálculo de la corrección de elevación se han usado los pesos específicos "mojados" por ser los más representativos del estado de las rocas en la zona.

Usando las ecuaciones usuales junto con los datos de elevación y densidad descriptos arriba, se ha calculado para cada estación una corrección de elevación compuesta que resulta de haber usado dos valores distintos de densidad media para las rocas halladas debajo de y arriba de los 100 m de elevación respectivamente. Este procedimiento fue seguido porque según los datos geológicos disponibles, las rocas halladas por debajo de dicha elevación consisten princi-

CUADRO 1.—Valores medios del peso específico para las rocas de la zona del Valle de Ypacarai

n	N	Litología (edad)	Ps ± e <sub>s</sub>	Ds	Pm ± e <sub>m</sub>	Dm
1	4	arenisca cuarzosa (JC?)	2,47 ± 0,07	0,04	2,52 ± 0,04	0,03
2	5	arenisca micácea (Si)	2,12 ± 0,04	0,03	2,30 ± 0,05	0,04
3	5	arenisca cuarzosa (Si)	2,24 ± 0,01	0,01	2,36 ± 0,01	0,01
4	5	arenisca limosa micácea (Si)	2,12 ± 0,09	0,07	2,24 ± 0,05	0,04
5	5	arenisca limosa micácea (Si)	2,21 ± 0,07	0,06	2,37 ± 0,06	0,05
6	5	arenisca limosa micácea (Si)	2,06 ± 0,09	0,07	2,24 ± 0,07	0,05
7	4	arenisca micácea (Si)	2,02 ± 0,09	0,06	2,18 ± 0,04	0,02
8	5	arenisca micácea (Si)	2,18 ± 0,06	0,05	2,31 ± 0,04	0,03
9	4	arenisca cuarzosa (Si)	2,27 ± 0,09	0,06	2,38 ± 0,07	0,05
10	5	arenisca feldespática (Sc)	2,48 ± 0,02	0,01	2,50 ± 0,02	0,02
11	5	arenisca cuarzosa (Sc)	2,52 ± 0,02	0,01	2,55 ± 0,01	0,01
12	5	arenisca feldespática (Sc)	2,22 ± 0,02	0,01	2,33 ± 0,01	0,00
13	5	arenisca feldespática (Sc)	2,19 ± 0,10	0,08	2,31 ± 0,07	0,06
14	5	arenisca feldespática (Sc)	2,22 ± 0,11	0,09	2,35 ± 0,09	0,07
15	4	arenisca cuarzosa (Sc)	2,20 ± 0,06	0,04	2,32 ± 0,04	0,02
16	5	arenisca feldespática (Sc)	2,13 ± 0,02	0,01	2,28 ± 0,01	0,01
17	4	arenisca feldespática (Sc)	2,31 ± 0,12	0,07	2,41 ± 0,10	0,06
18	4	arenisca feldespática (Sc)	2,26 ± 0,07	0,05	2,37 ± 0,04	0,03
19	4	arenisca feldespática (Sc)	2,26 ± 0,05	0,03	2,37 ± 0,03	0,02
20	5	arenisca feldespática (Sc)	2,32 ± 0,05	0,04	2,42 ± 0,03	0,03
21	3	lutita (Ps)	2,24 ± 0,08	0,03	2,34 ± 0,51	0,06
22	5	arcosa (Ps)	2,41 ± 0,09	0,07	2,54 ± 0,06	0,05
23	5	hornfels (meta-lutita) (Ps)	2,69 ± 0,02	0,01	2,68 ± 0,01	0,01
24	5	hornfels (meta-arcosa) (Ps)	2,58 ± 0,06	0,05	2,64 ± 0,03	0,03
25	5	hornfels (meta-lutita) (Ps)	2,77 ± 0,02	0,02	2,78 ± 0,02	0,02
26	5	hornfels (meta-lutita) (Ps)	2,63 ± 0,09	0,08	2,67 ± 0,05	0,04
27	5	arenisca feldespática (Ps)	2,48 ± 0,12	0,09	2,56 ± 0,08	0,06
28	4	riolita porfirítica (Ps)	2,60 ± 0,03	0,02	2,62 ± 0,02	0,01
29	5	riolita porfirítica (Ps)	2,57 ± 0,06	0,05	2,62 ± 0,03	0,03
30	5	riolita porfirítica (Ps)	2,64 ± 0,02	0,02	2,65 ± 0,01	0,01
31	5	riolita porfirítica (Ps)	2,67 ± 0,02	0,01	2,68 ± 0,01	0,01
32	4	granito (Pc)	2,54 ± 0,04	0,02	2,56 ± 0,02	0,01
33	4	granito (Pc)	2,60 ± 0,02	0,01	2,61 ± 0,01	0,00
	8	promedio: Gp. Itacurubi (Si)	2,24 ± 0,01	0,01	2,35 ± 0,01	0,01
	11	Promedio: Gp. Caacupé (Sc)	2,34 ± 0,01	0,02	2,40 ± 0,01	0,01
	19	promedio: Silúrico (Si + Sc)	2,28 ± 0,01	0,02	2,39 ± 0,01	0,01
	13	promedio: Serie Escobar y el basamento cristalino (Ps + Pc)	2,63 ± 0,01	0,02	2,64 ± 0,01	0,01

n = número del sitio; N = número de muestras recolectadas; Ps ± e<sub>s</sub> = promedio del peso específico "seco" con su error probable (95 %); Ds = desviación estándar de los valores del peso específico "seco"; Pm ± e<sub>m</sub> = promedio del peso específico "mojado" con su error probable (95 %); Dm = desviación standard de los valores del peso específico "mojado"; Pc = Precámbrico; Ps = Pre-Silúrico, Serie Escobar; Sc = Silúrico (u Ordovícico), Grupo Caacupé; Si = Silúrico, Grupo Itacurubi; JC = Jurásico-Cenozoico.

palmente en rocas presilúricas con una densidad media de  $2,64 \pm 0,01$  gm/cm<sup>3</sup>, en tanto que por arriba de la misma las rocas pertenecen en su mayor parte al Silúrico y tienen una densidad media de  $2,39 \pm 0,01$  gm/cm<sup>3</sup>. Partiendo de dichos valores de densidad y usando los ya mencionados valores para el error probable en las elevaciones, se calcula que en el peor de los casos los errores probables en la corrección de elevación son de  $\pm 0,10$  y  $\pm 0,59$  miligales para las estaciones primarias y secundarias respectivamente.

La corrección de latitud se efectuó usando la Fórmula Internacional de 1930 para la gravedad del esferoide junto con los valo-

res de latitud de cada estación que fueron tomados de los mapas topográficos de la zona. Dichos valores de latitud pudieron medirse con una precisión de  $\pm 0,00005^\circ$ , lo cual se traduce en un error de  $\pm 0,004$  miligales en el valor de g<sub>B</sub> usando la fórmula precitada. Al combinar los errores probables en las correcciones de latitud y elevación, más el error proveniente de otras fuentes (instrumental, de mareas terrestres) calculado en 0,31 miligales, se puede estimar que en este trabajo el error probable total para el valor de g<sub>B</sub> es  $\pm 0,33$  y  $\pm 0,67$  miligales para estaciones primarias y secundarias respectivamente.

Durante el estudio magnetométrico se

aprovechó de las estaciones ya establecidas para el estudio gravimétrico con la adición de dos estaciones más entre Capiatá y San Lorenzo (figs. 2, 4). Como estación base principal se usó el punto de nivel ubicado al lado de la iglesia de San Lorenzo, y como base secundaria el punto de nivel E-1-28 ya mencionado en conexión con el estudio gravimétrico. En cada estación el valor del campo magnético total fue medido con un magnetómetro de precisión de protones (Modelo G-816, Geometrics) con una precisión instrumental de  $\pm 1$  gamma, y otra vez se usó el método de circuitos cerrados entre dos bases de manera que el tiempo transcurrido entre las dos mediciones de la base o bases nunca excedía 2,5 horas. A pesar de que no se efectuó ninguna prueba para confirmarlo, se cree que el error probable en las mediciones magnetométricas es menor de  $\pm 5$  gammas.

### Resultados e interpretación

Las estructuras geológicas que se buscan en este trabajo son de naturaleza regional, pues se quiere detectar y estudiar principalmente fallas de gran rechazo vertical que corran todo a lo largo del Valle de Ypacarái o al menos sobre distancias menores pero aún apreciables. También son de interés otros tipos de estructuras que produzcan anomalías o gradientes de carácter regional en los datos geofísicos, tales como pliegues, el buzamiento regional de estratos y/o contactos, y la ondulación del contacto entre el basamento y los estratos suprayacentes. En cambio las fallas de poco rechazo vertical, así como otras de gran rechazo que yuxtapongan solamente unidades litológicas de densidad y/o susceptibilidad magnética casi igual, no serían detectables con los métodos geofísicos aquí empleados.

Antes de proceder con la interpretación de los datos geofísicos, será necesario definir bien para la zona las unidades litológicas de mayor tamaño y con homogeneidad interna, que presentan entre sí importantes contrastes de densidad y/o susceptibilidad magnética, pues la configuración de dichas unidades en el subsuelo determinará los rasgos regionales de los datos geofísicos registrados en la superficie. Se considera conveniente agrupar todas las rocas de la zona en dos grupos litológicos que consisten en las rocas pre-silúricas por un lado y las rocas silúricas y más recientes por otro. Esto se justifica

porque el contacto pre-silúrico-silúrico (PsS), que tiene una orientación casi horizontal, aparentemente se extiende sobre distancias de proporciones regionales al tiempo que separa nítidamente dos unidades litológicas de carácter bastante diferente. Por arriba de dicho contacto todas las rocas silúricas y más recientes son sedimentarias, generalmente poco cementadas, y relativamente libres de efectos secundarios. Por lo tanto se considera muy improbable que existan verticalmente u horizontalmente importantes contrastes de densidad y/o susceptibilidad magnética dentro de dichas rocas. Por debajo del mismo contacto las rocas pre-silúricas no son tan homogéneas, presentándose aquí un grupo de rocas sedimentarias bien cementadas, plegadas y en varios lugares metamorfoseadas por intrusiones riolíticas. También es muy probable que las rocas graníticas aflorantes en San Bernardino ocupen volúmenes relativamente grandes en el basamento pre-silúrico. Sea como fuere, es evidente que todas las rocas pre-silúricas tendrían una densidad mayor que la de las rocas silúricas y más recientes. Además, la susceptibilidad magnética prácticamente inexistente en las rocas silúricas y más recientes contrastaría con la de las rocas pre-silúricas de origen ígneo y metamórfico.

Los datos de densidad presentados en el cuadro 1 apoyan la división artificial de las rocas de la zona en dos grupos cuyo borde común es el contacto PsS. De los valores ya dados para la densidad de las rocas pre-silúricas ( $2,64 \pm 0,01$  gm/cm<sup>3</sup>) y las rocas silúricas y más recientes ( $2,39 \pm 0,01$  gm/cm<sup>3</sup>), se calcula un contraste de densidad de  $0,25$  gm/cm<sup>3</sup>. Resulta que dicho contraste de densidad a través del contacto PsS es significativo en el nivel de confianza de 99,9 %, lo cual otorga al contacto citado un rango importante en la zona. Además se nota que el mismo contraste de densidad, que representa la variación entre los dos grupos de rocas, sobrepasa por más que un factor de 20 la desviación standard en los valores de densidad de cualquier grupo, que representa su variación interna. Esto demuestra con respecto a la densidad la relativa homogeneidad existente dentro de cada grupo de rocas, e indica de nuevo la importancia del contraste de densidad existente entre los dos grupos.

De acuerdo a lo dicho se tiene que el contacto PsS es el principal y quizás único contacto en la zona de extensión regional, a través del cual existen importantes contras-

tes de densidad y tal vez de susceptibilidad magnética. Por lo tanto cualquier irregularidad en dicho contacto producirá una correspondiente variación en los datos geofísicos registrados a lo largo del recorrido. A continuación se limitan los modelos interpretativos principalmente a los que hacen uso de algún tipo de deformación o irregularidad en el contacto PsS, tales como un buzamiento regional, ondulaciones y fallas de gran rechazo vertical.

### Gravimetría

Los datos de  $g_B$  obtenidos a lo largo de la ruta 2 son presentados gráficamente en el perfil de la figura 4, después de haberseles proyectado a una línea de orientación este-oeste. Para facilitar el desarrollo de la siguiente interpretación, el perfil gravimétrico ha sido dividido del oeste al este en cuatro segmentos (AB, BC, CD y DE) a ser analizados por separado.

Uno de los rasgos regionales más llamativos de los datos de  $g_B$  se observa mejor en el segmento DE. Aquí el perfil gravimétrico tiene la forma de una superficie relativa-

mente plana que presenta un pequeño gradiente de 0,345 miligal/km al este, según cálculos basados en el método de cuadrados mínimos. Teniendo en cuenta que los estratos silúricos en la zona correspondiente al segmento DE buzanan ligeramente al NE, es lógico interpretar el gradiente observado como el resultado de un buzamiento regional del contacto PsS en la misma dirección. Dicho buzamiento regional puede ser calculado con buena aproximación para ángulos pequeños usando el método de Nettleton (1976) junto con el valor ya dado para el gradiente de  $g_B$  y el valor del contraste de densidad ( $0,25 \text{ gm/cm}^3$ ) a través del contacto PsS. Así se obtiene para dicho contacto un buzamiento aparente de  $1,9^\circ \text{ E}$ . El término "buzamiento aparente" se prefiere usar en este caso porque debería existir un ángulo de  $30^\circ$  a  $40^\circ$  entre la dirección este-oeste del perfil gravimétrico y la dirección del buzamiento del contacto PsS, que según toda probabilidad es igual a la dirección  $N 50^\circ\text{-}60^\circ \text{ E}$  para el buzamiento de los estratos silúricos (Putzer, 1962; Harrington, 1972). Sobre la base de esto último se puede calcular para el contacto PsS un buzamiento verdadero aproximado de  $2,3^\circ$  en

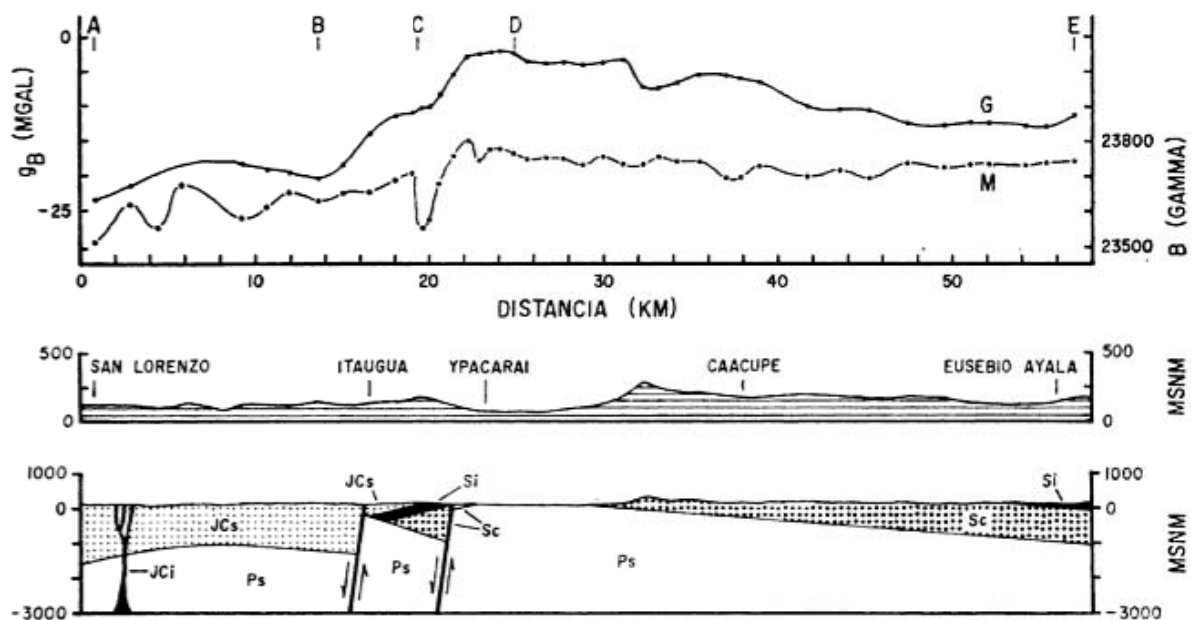


Fig. 4. — *Arriba*: Perfil gravimétrico (G) y perfil magnético (M) proyectados en una línea de dirección este-oeste. Las letras A, B, C, D y E corresponden a las mismas de la figura 2. *Medio*: Perfil topográfico correspondiente a la línea geofísica, con exageración vertical de 4. *Abajo*: Sección geológica correspondiente a la línea geofísica, con exageración vertical de 2. Ps = rocas pre-silúricas no divididas, Sc = rocas silúricas (u Ordovícicas) del Grupo Caacupé, Si = rocas silúricas del Grupo Itacurubí, JCc = sedimentos del Jurásico al Cenozoico no divididos, JCi = intrusiones máficas o ultramáficas del Jurásico al Cenozoico no divididas. A pesar del acúñamiento y la desaparición indicados para las rocas silúricas un poco al oeste del Valle de Ypacarai, se considera probable que dichas rocas se extiendan más al oeste hasta el área de Asunción.

dirección de N 50°-60° E. Sin embargo, hasta contar con datos más detallados se cree prudente decir por el momento que el contacto PsS buzará aproximadamente 2° en la misma dirección. Cabe destacar que dicho valor para el buzamiento del contacto PsS coincide muy bien con el valor de 2° a 3° al este-noreste dado por Harrington (1956) para el buzamiento de los estratos silúricos en la región.

En el mismo segmento DE los datos de  $g_B$  manifiestan algunas pequeñas variaciones superpuestas aparentemente al azar en el gradiente regional ya interpretado. La mayor de estas está ubicada entre los puntos 31 y 36 del perfil y tiene una excursión total de unos 4 miligales. Si bien la naturaleza regional del presente trabajo no permite una interpretación exacta de dichas variaciones, se ofrecen a continuación algunas explicaciones cualitativas. Una explicación basada en el contraste de densidad a través del contacto PsS consiste en que las pequeñas variaciones de  $g_B$  en el segmento DE se deberían a pequeñas ondulaciones de dicho contacto, o sea a una especie de paleotopografía pre-silúrica. Otra explicación también razonable atribuiría las variaciones de  $g_B$  a cambios de litología y a los correspondientes contrastes de densidad dentro del conjunto pre-silúrico. Todavía hay una tercera explicación consistente en que el contacto PsS haya sido desplazado por fallas de rechazo vertical relativamente pequeño, dando lugar a las pequeñas variaciones observadas en  $g_B$ . Si bien los autores suscriptos prefieren la primera de estas tres explicaciones, no debe rechazarse la posibilidad de que alguna combinación de ellas se acerque más a la verdad. La interpretación final de las pequeñas variaciones de  $g_B$  en el segmento DE se deja para un estudio más detallado en el futuro.

En el perfil gravimétrico se observa que el nivel de referencia manifestado en el segmento DE como un gradiente regional, cae abruptamente al oeste en dos escalones (los segmentos CD y BC) hasta alcanzar otro nivel inferior en el segmento AB. Este nuevo nivel no es tan nítido como el del segmento DE porque está compuesto de dos partes. Primero, en la parte oriental del segmento AB los datos de  $g_B$  muestran un gradiente de 0,396 miligal/km al este que es muy parecido tanto en magnitud como en sentido al gradiente regional observado en el segmento DE. Así parecería que el contacto PsS existe en el subsuelo correspondiente a

esta parte del segmento AB, inclinándose ligeramente al este. Usando el mismo método y el mismo valor del contraste de densidad utilizados antes, el valor del gradiente dado arriba se traduce de nuevo en un buzamiento aparente de 2° E para el contacto PsS. Sin embargo la última aseveración se considera algo especulativa porque el gradiente interpretado arriba se basa sólo en cuatro puntos del perfil. Luego en la parte occidental del segmento AB se observa que los datos de  $g_B$  aparentemente van disminuyendo al oeste. No se ofrecen explicaciones para este fenómeno debido a la escasez de datos gravimétricos en esta parte del segmento.

Ahora la interpretación se centra en un análisis de los datos gravimétricos de los segmentos BC y CD, donde los ya mencionados escalones en el perfil gravimétrico consisten en caídas relativamente abruptas de 12 y 10 miligales respectivamente. Sobre la base de lo antes expresado de que los cambios de  $g_B$  en la zona reflejarían correspondientes deformaciones del contacto PsS, lo más razonable es interpretar cada escalón como el resultado de una falla que habrá desplazado verticalmente el contacto PsS presumiblemente existente en el subsuelo. Además el hecho de que cada escalón cae al oeste indica que el bloque occidental de cada falla postulada se habrá hundido respecto al bloque oriental. Si bien pueden ofrecerse otras explicaciones teóricamente válidas para los escalones observados en el perfil gravimétrico, se piensa que la explicación dada concuerda bien con los datos geológicos existentes para la zona en cuestión, que se extiende desde el medio del Valle de Ypacaraí hasta un poco al oeste de Itauguá.

Antes de interpretar los datos gravimétricos de los segmentos BC y CD, fue necesario restarles el gradiente regional observado en los segmentos DE y AB. Luego los datos resultantes fueron interpretados principalmente sobre la base de los dos modelos de falla dados por Nettleton (1976). Como contraste de densidad a través de las dos fallas postuladas se ha usado nuevamente el valor de 0,25 gm/cm<sup>3</sup>, porque una falla que desplaza verticalmente el contacto PsS en el sentido antes indicado yuxtapondría rocas silúricas al oeste de la falla contra rocas pre-silúricas al este. Así entre otras cosas se han calculado rechazos verticales de 1125 m y 925 m para las fallas propuestas para los segmentos BC y CD respectivamen-

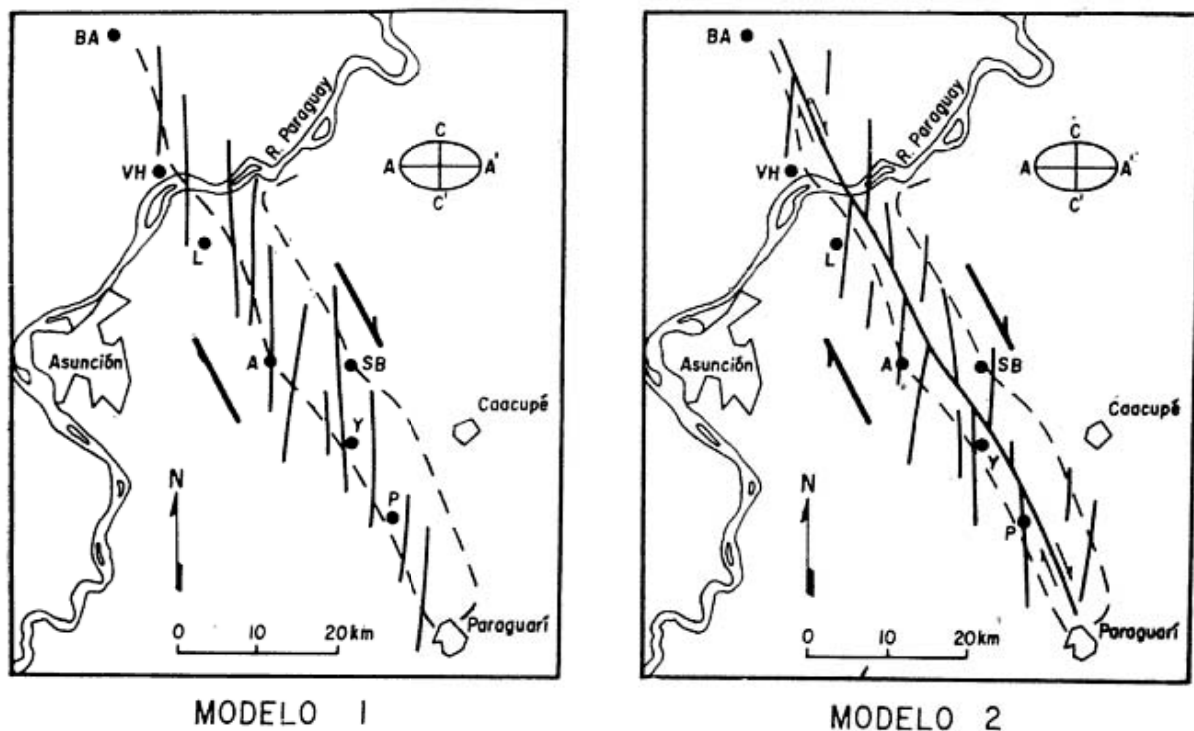


Fig. 5.—Modelos explicativos del origen del Valle de Ypacaraí. Los elipses indicados son elipses de deformación, debido al cople indicado por las flechas gruesas. BA = Benjamín Aceval, VH = Villa Hayes, L = Limpio, A = Areguá, SB = San Bernardino, Y = Ypacaraí, P = Pirayú. En cada modelo las fallas son ilustrativas, y no representan necesariamente fallas reales. *Modelo 1*: El valle se originó por la erosión de las rocas afectadas por un sistema de fallas distribuidas en échelon. *Modelo 2*: El valle se originó por la erosión de las rocas afectadas por una falla de cizallamiento.

te. Sin embargo si por alguna razón el contraste de densidad a través de dichas fallas fuera mayor (por ejemplo de  $0,35 \text{ gm/cm}^3$ ), sus rechazos verticales tendrían que ser menores (por ejemplo de 800 m y 660 m respectivamente) para poder explicar cuantitativamente los datos gravimétricos disponibles. Por el mismo motivo, si existiera más que un contraste de densidad a través de las fallas postuladas, sería necesario reducir en cierta medida los rechazos verticales dados arriba. Los autores suscriptos, por considerar muy posible la última situación, aceptan los valores dados para el rechazo vertical como razonables pero también como valores máximos, y opinan que dichos valores probablemente tendrán que ser reducidos algo a la luz de datos geológicos más específicos.

Todos los cálculos geofísicos ya mencionados y otros de menor importancia son ilustrados gráficamente en la sección geológica de la figura 4, que se ofrece como un modelo interpretativo para la zona en estudio. No obstante dicha sección no se basa

solamente sobre las interpretaciones geofísicas, sino también tiene en cuenta los datos geológicos resumidos anteriormente. Por ejemplo, la ubicación del punto de medio rechazo y el rechazo vertical de cada falla indicada en la sección quedan determinados por los datos gravimétricos, el contraste de densidad usado, y el modelo de falla escogido para la interpretación. También el buzamiento del contacto PsS se conforma a los cálculos geofísicos en los lugares apropiados. En cambio, el sentido y la magnitud del buzamiento de las fallas indicadas en la sección geológica se basan tanto sobre datos geofísicos como en datos geológicos. Los datos geofísicos juntamente con la secuencia geológica aceptada indican que el bloque occidental de cada falla descendió con respecto al bloque oriental, en tanto que los datos geológicos muestran que las fallas aflorantes al oeste del Valle de Ypacaraí son del tipo normal y buzan fuertemente. La combinación de estos datos exige que las fallas postuladas en la sección de la figura 4 bucen al oeste con ángulos relativamente grandes.

## Magnetometría

Los datos del campo magnético total (B) graficados en el perfil de la figura 4 serán analizados cualitativamente usando otra vez la división del perfil en cuatro partes provenientes del análisis gravimétrico. Debe recordarse que en general los datos magnéticos serán menos capaces que los datos gravimétricos de reflejar deformaciones en el contacto PsS por las siguientes razones. En primer lugar, tanto el conjunto pre-silúrico como el conjunto silúrico hasta más reciente se hallan intruidos localmente por rocas riolíticas y rocas máficas respectivamente, las cuales constituyen para cada conjunto posibles fuentes de anomalías magnéticas. Dichas anomalías que nada tienen que ver con el contacto PsS podrían confundirse con anomalías provenientes de este contacto si las hay. En segundo lugar, a pesar de lo dicho anteriormente referente al probable contraste de susceptibilidad magnética a través del contacto PsS, es casi seguro de que en algunos lugares dicho contacto separa rocas sedimentarias pre-silúricas de rocas sedimentarias silúricas y más recientes, cuyas propiedades magnéticas serían casi iguales. De ser así no existiría una diferencia en el comportamiento magnético de dichas rocas, haciéndolo difícil detectar con el método magnético el contacto PsS o cualquier deformación en él. El análisis presentado a continuación se basa sobre la relativa importancia del contacto PsS, pero también tiene en cuenta las posibles complicaciones antes mencionadas.

Los datos magnéticos del segmento DE se asemejan mucho a los datos gravimétricos correspondientes, y por eso se les puede aplicar esencialmente la misma interpretación dada en el caso gravimétrico. En dicho segmento el perfil magnético tiene nuevamente la forma de una superficie relativamente plana, pero a diferencia del perfil gravimétrico el magnético prácticamente no tiene un gradiente regional. La interpretación más adecuada del perfil magnético en cuestión consiste otra vez en que el contacto PsS en el subsuelo al este del Valle de Ypacaraí es relativamente plano y que no existen importantes cambios de susceptibilidad magnética dentro del conjunto pre-silúrico. Las variaciones relativamente pequeñas (de 70 gammas) en los datos magnéticos sobre distancias de varios kilómetros indicarían solamente pequeñas ondulaciones del contacto PsS o cambios locales de la sus-

ceptibilidad magnética en el conjunto pre-silúrico.

En el segmento CD y en la parte más oriental del segmento BC se observa la única anomalía magnética de consecuencia registrada en este estudio. Dicha anomalía sirve como límite entre dos regiones de carácter magnético completamente diferente, pues al este de ella el perfil magnético es poco variable y no tiene gradiente, en tanto que al oeste el perfil es muy variable en algunos lugares y tiene un gradiente pronunciado hasta el oeste. Esto hace pensar que la anomalía magnética mencionada estaría asociada tal vez con una falla que dividiría la zona en estudio en dos regiones de carácter geológico diferente. Esta hipótesis parece confirmarse al tener en cuenta la estrecha asociación espacial entre la anomalía magnética del segmento CD y la anomalía gravimétrica del mismo ya interpretada como una falla. También sería posible explicar la anomalía magnética como el efecto de una intrusión ígnea o de una mineralización magnética. De ser así, debe recordarse que estos fenómenos geológicos a menudo aprovechan de una falla para su emplazamiento. Por lo tanto la anomalía magnética del segmento CD parece confirmar directa o indirectamente la existencia de la falla postulada sobre la base de la anomalía gravimétrica del mismo segmento.

En los segmentos AB y BC, menos la parte más oriental del último, los datos magnéticos presentan un gradiente regional de 11 gamma/km al oeste. Aunque el significado de dicho gradiente no es muy claro, puede indicar un aumento gradual hacia el oeste de la profundidad hasta el basamento pre-silúrico. En los mismos segmentos se observa también que en su parte oriental existe poca variación en los datos magnéticos, en tanto que en su parte occidental existen algunas variaciones no bien definidas. Parecería que estas variaciones magnéticas tendrían como origen un grupo de diques como los que afloran al este de San Lorenzo, o posiblemente un cuerpo ígneo más grande del que se habrían provenido dichos diques. Con datos magnéticos adicionales será posible confirmar o rechazar la última aseveración.

## Discusión

Las interpretaciones presentadas en la sección anterior y resumidas gráficamente

en la figura 4 hacen necesario modificar las ideas previas de la estructura del Valle de Ypacaraí. Comenzando con el segmento DE, la interpretación geofísica concuerda con lo postulado por Harrington y Putzer en, que los estratos silúricos buzan ligeramente al ENE hacia la Cuenca del Paraná. En cambio la falla postulada como la causa del escarpe oriental del Valle de Ypacaraí no recibe apoyo alguno de los perfiles geofísicos, que al cruzar el escarpe mencionado no evidencian anomalías atribuibles a fallas. Según se mencionó antes, la caída de 4 miligales hacia el este registrada por el estudio gravimétrico entre los puntos 31 y 32 debe ser interpretada como una ondulación en el contacto PsS o como un cambio de densidad dentro del conjunto pre-silúrico. Si se la interpretara como una falla, contra la opinión firme de los presentes autores, dicha caída interpretada según el método usado antes indicaría una falla cuyo lado oriental habría descendido unos 380 m. Lo interesante es que ni esta falla concordaría con la falla postulada previamente, porque la última tendría su lado occidental hundido. Así los datos geofísicos refutan la idea de que una falla con su lado occidental hundido correría en dirección NNO-SSE a lo largo del escarpe oriental del Valle de Ypacaraí. Por eso tiene que rechazarse también la hipótesis de que el Valle de Ypacaraí se habría originado como un graben.

A diferencia del segmento DE, los segmentos BC y CD correspondientes a la zona ubicada al oeste del medio del Valle de Ypacaraí proporcionan amplia evidencia gravimétrica para las dos fallas ya postuladas, cuyos lados occidentales habrán descendido con respecto a sus lados orientales en 1125 m y 925 m respectivamente. Además, la anomalía magnética estrechamente asociada con la anomalía gravimétrica en el segmento CD aparentemente constituye evidencia adicional de la falla propuesta para dicho segmento. Cabe destacar que la última falla mencionada, que estaría ubicada exactamente en el borde occidental del Valle de Ypacaraí, no puede ser la falla postulada por Harrington para dicho borde porque ésta tendría su lado oriental hundido. En cambio la falla propuesta para el segmento CD así como la del segmento BC parecen confirmar en parte las ideas de Putzer, es decir, que una falla con su lado occidental hundido una distancia considerable existe en el borde occidental del Valle de Ypacaraí cerca de Ypacaraí, y que otra falla muy parecida en todos los

aspectos existe más al sudoeste del valle (figs. 2, 4).

A pesar de lo dicho, la hipótesis de Putzer de que el Valle de Ypacaraí se habría originado como el resultado de un conjunto de fallas escalonadas con rumbos al nor-noroeste no encaja bien con los datos geológicos y geofísicos presentados aquí. Si hubiera una falla o un grupo de fallas con dicha dirección que hubiera controlado la evolución del valle, se esperaría ver en la zona algunas fallas menores o diaclasas paralelas y antiparalelas que estarían asociadas genética y espacialmente con las fallas principales. En lugar de esto, se observan al oeste del Valle de Ypacaraí solamente fallas normales con una dirección norte-sur que buzan con gran ángulo tanto al este como al oeste. Si bien no ha sido posible especificar el rumbo de las fallas detectadas en los segmentos BC y CD con una sola línea geofísica, lo dicho anteriormente hace pensar que ellas tendrían un rumbo norte-sur y que serían las fallas patrones de las fallas observadas en el terreno. Por lo tanto se propone aquí que el Valle de Ypacaraí no se habrá originado a causa de fallas de rechazo vertical con rumbos al noroeste como sugiere Putzer, porque de acuerdo a los datos geológicos y geofísicos las principales fallas de rechazo vertical en la zona de Ypacaraí e Itauguá se dirigen en dirección norte-sur.

Lo expresado últimamente equivale a decir que el Valle de Ypacaraí no se habrá originado a causa de estructuras formadas por un sistema de fuerzas tensionales dirigidas en una dirección ENE-OSO, o sea, perpendicular a la dirección del valle. Por eso si se quiere proponer para el valle un origen en parte tectónico, se debería recurrir a una mecánica de compresión o cuplas de fuerza. Sin embargo debido a las características de la región, la última se estima como más apropiada.

Sobre la base de toda la evidencia geológica y geofísica ahora conocida, se propone que la formación del Valle de Ypacaraí se habría iniciado con el establecimiento o la reactivación de una cupla de fuerzas de sentido dextral, cuyo eje coincidiría con el del valle actual. El subsecuente desarrollo del valle puede explicarse según los dos modelos presentados en la figura 5. En el primer modelo la cupla habría originado un sistema de fallas normales de dirección norte-sur y distribuidas en échelon a lo largo de su eje. Luego una erosión selectiva habría atacado más rápido la franja de rocas afectadas por



dicho sistema de fallas, para dar lugar al Valle de Ypacaraí en su forma actual. Según el segundo modelo, la cupla habría originado o reactivado una falla de cizallamiento que correría a lo largo del valle en cuestión, originando también un sistema de fallas igual al postulado en el primer modelo pero ahora de importancia secundaria. Nuevamente una erosión selectiva habrá labrado el Valle de Ypacaraí, dejando como sus bordes dos escarpes de línea de falla. Si se postula que el eje de la cupla propuesto buzara ligeramente hacia el nornoroeste, ambos modelos serían capaces de explicar también el descenso de las rocas ubicadas al sudoeste del valle con respecto a las rocas del otro lado, así como el descenso del lado occidental con respecto al oriental observado en las fallas normales de mayor rechazo entre Itauguá e Ypacaraí. En otros términos, la zona ubicada al sudoeste del Valle de Ypacaraí se habría deslizado hacia el nornoroeste al tiempo que habría descendido un poco con respecto a la zona ubicada al noreste del valle.

Los autores suscriptos prefieren el segundo modelo al primero principalmente porque los considerables rechazos verticales calculados para las fallas normales de probable dirección norte-sur en las cercanías de Ypacaraí e Itauguá hacen sospechar que la cupla causante también habría originado o reactivado una falla de cizallamiento de desplazamiento muy considerable. Además la

terminación abrupta del borde oriental del Valle de Ypacaraí cerca de Villa Hayes y la continuación de su borde occidental más al nornoroeste del mismo pueblo sobre una distancia de 18 km pueden haber resultado del desplazamiento en sentido dextral de la falla de cizallamiento postulada.

El resultado de este trabajo ha sido por lo tanto el descubrimiento de numerosos hechos geológicos que no encajaban con algunos de los conceptos previamente sostenidos para la zona alrededor del Valle de Ypacaraí. Es por ello que, se considera muy necesario efectuar en el futuro estudios detallados tanto geológicos como geofísicos para definir mejor la estructura de la zona en cuestión y también para discernir entre los dos modelos presentados, el de mayor validez.

### Agradecimiento

Los autores quieren expresar su profundo agradecimiento al Ejército de los Estados Unidos de América, a la Anschutz Corporation y al Instituto de Ciencias Básicas de la Universidad Nacional de Asunción, por los equipos y los materiales proporcionados para la realización de este trabajo. También se agradece a Kevin McAllister, B. S., por su cooperación en los trabajos de campo y a la Licenciada Alejandra Escobar de DeGraff por su importante ayuda en la redacción del informe.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Comte, D. e Y. Hasui, 1971. *Geochronology of eastern Paraguay by the potassium-argon method*; Rev. Brasileira Geosci., 1 (1): 33-42. São Paulo.
- Eckel, E. B., 1959. *Geology and mineral resources of Paraguay, a reconnaissance*; U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 327.: 1-110. Washington, D.C.
- Escobar, A., 1980. *Contribución al conocimiento de los invertebrados marinos de la Lutita Vargas Peña (Silúrico inferior de las zonas de Ypacaraí e Itauguá, Paraguay Oriental)*; Tesis no publicada, Univ. Nac. de Asunción, Instituto de Ciencias Básicas, San Lorenzo, Paraguay. 55 págs.
- Harrington, H. J., 1950. *Geología del Paraguay Oriental*; Univ. de Buenos Aires, Fac. de Cienc. Exact. Fis. y Nat., Contrib. Cient., Serie E, Geología 1: 1-82.
- 1956. *Paraguay*; en Jenks (ed.), *Handbook of South American Geology*, U.S.G.S. Memoir 65: 103-114. Washington, D.C.
- 1972. *Silurian of Paraguay*; en Berry, W.B.N. y Boucot, A. J. (ed.), *Correlation of the South American Silurian Rocks*. : 41-50.
- Karppoff, R., 1965. *Stratigraphie - observations géologiques au Sud-Est d'Asunción (Paraguay)*. C. R. Acad. Sc. Paris. 20 de diciembre, Grupo 9. : 5558-5560.
- Miraglia, L., 1965. *Vulcanismo post-pliocénico del Paraguay*. Rev. Soc. Cient. del Paraguay, 7 : 1-52. Asunción.
- Nettleton, L. L., 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. McGraw-Hill, Inc. : 464. Nueva York.
- Palmieri, J. H., 1973. *El complejo alcalino de Sapukai (Paraguay Oriental)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, Fac. de Cien., Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. :318. España.

Putzer, H., 1975. *Paraguay*. Fairbridge, R. W. (ed.), *The Encyclopedia of World Regional Geology*, & Sons, Inc.

Part 1: Western Hemisphere (Including Antarctica and Australia), 8 : 419-426. John Wiley  
 Wolfart, R., 1961. *Stratigraphie und Fauna des älteren Paläozoikums (Silur, Devon) in Paraguay*.  
*Geol. Jhrb*, 78 : 29-102. Hannover.

Anónimo, 1975. *Cuenca del Plata - Estudio para su planificación y desarrollo - República del Paraguay - Proyecto Aquidabán - Desarrollo de la región nororiental*. : 197. OEA.

Recibido: 3 de julio, 1981.

RAFAEL FRANCO  
 JAMES M. DEGRAFF  
 DELIO ORUE

Universidad Nacional de Asunción  
 Instituto de Ciencias Básicas  
 San Lorenzo - Paraguay.

— — — —

## 11º CONGRESO INTERNACIONAL DE SEDIMENTOLOGIA

Del 22 al 27 de agosto de 1982 se desarrollarán las sesiones del 11º Congreso Internacional de Sedimentología, en la Universidad de McMaster, Hamilton, Canadá. El plazo para la presentación de resúmenes y participación en excursiones vence el 1º de febrero y para la reserva de alojamiento en la residencia universitaria el 1º de mayo. El costo de inscripción es de U\$S 81 para los miembros del IAS y de U\$S 102,50 para los no miembros. El programa científico consta de cinco días de sesiones para el tratamiento de 13 temas generales y 27 simposios.

Los interesados en recibir la segunda circular pueden escribir a:

IAS Congress 1982  
 Department of Geology  
 McMaster University  
 Hamilton, Ontario L8S 4M1  
 Canadá

## PHYCODES AFF. PEDUM (TRAZA FOSIL) EN ESTRATOS CUARCITICOS DE SAN MANUEL, SIERRAS SEPTENTRIONALES DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

GRACIELA M. REGALIA y HEBE E. HERRERA

### Resumen

Se señala la presencia de *Phycodes aff. pedum* en cuarcitas del Grupo La Tinta, en la comarca de San Manuel. Se supone que la traza fósil corresponde probablemente a pistas de alimentación dejadas por vermes marinos. Sobre la base de su semejanza con formas del hemisferio norte, los depósitos son asignados dubitativamente al tiempo Cámbrico. La sucesión estratigráfica local comprende pelitas y cuarcitas en estratos aislados o alternantes.

### Abstract

The presence of *Phycodes aff. pedum* in quartzitic rocks of the La Tinta Group in San Manuel region is indicated. It is supposed that the trace fossil belongs to a worm-like sediment feeder. On the basis of its relations with similar trace fossils of the northern hemisphere, the fossil-bearing rocks of La Tinta Group are assigned with doubts to the Cambrian. The stratigraphic sequence comprises shales and quartzites interbedded.

### Introducción

Las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires tienen un rumbo general noroeste-sudeste y se extienden en una longitud de algo más de 340 km desde la ciudad de Olavarría hasta Mar del Plata. El cordón de Tandilia no es continuo, está constituido por serranías aisladas de poca altura separadas por valles interserranos. Es así que se reconocen las sierras de Olavarría, Azul, Tandil, Necochea, Lobería, Balcarce y sierras de Mar del Plata.

La secuencia estratigráfica de Tandilia se compone de un basamento cristalino ígneo-metamórfico de edad precámbrica, y una serie sedimentaria denominada "Estratos de La Tinta", "Grupo Tandil" o "Formación La Tinta", de acuerdo a distintos autores, y que fue interpretada como una única unidad de sedimentación (Teruggi y Kilmurray, 1975 y 1980).

Es a partir del trabajo de Amos *et al.* (1972) que se menciona la posibilidad de la presencia de dos unidades de diferente edad en el "Grupo La Tinta", hecho que en parte fuera insinuado ya por Teruggi (1964).

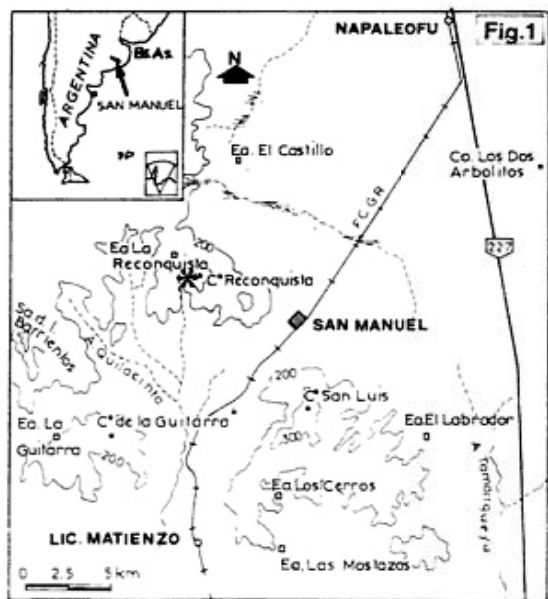
Dalla Salda e Iníiguez (1979), sobre la base de evidencias litológicas, paleontológi-

cas, estructurales y de paleocorrientes, dividen a la secuencia de La Tinta, en dos unidades: en la base Formación Sierras Bayas asignada al Precámbrico superior, y por encima la Formación Balcarce de posible edad Cambro-Ordovícica. Para mayor información geológica véase Bonhomme y Cingolani (1980).

De acuerdo a estas nuevas concepciones estratigráficas se están llevando a cabo actualmente, trabajos de detalle en diferentes sectores de las Sierras Septentrionales. El estudio del área de la comarca de San Manuel por uno de los autores (G. R.) aportó el hallazgo de un icnofósil que no había sido citado hasta el momento en la secuencia sedimentaria de La Tinta, y que es motivo de descripción en la presente contribución.

### Ubicación de la zona estudiada

El área de donde procede el resto fósil, hallase ubicada a unos 85 km al SE de la ciudad de Tandil, y forma parte de las Sierras de Lobería en el partido homónimo. A los fines de una más precisa localización



geográfica del yacimiento fosilífero, se ha de indicar que el mismo está ubicado a unos 7 km al noroeste de la localidad de San Manuel (véase fig. 1). Dentro de la comarca estudiada, la morfología se caracteriza por una definida alineación de los cerros según una orientación general noroeste-sud-este. Con el nombre de cerro Reconquista se identifica a la unidad orográfica ubicada en el extremo noroccidental del referido cordón, con una cota de 311,4 m sobre el nivel del mar.

### Perfiles

La secuencia sedimentaria pre-cenozoica característica de esta zona, que puede ser observada en los laboreos que allí se presentan, se compone de un nivel cuarcítico inferior, al que le suprayace un banco pelítico, de distintas coloraciones y espesores conforme al sector en que nos encontremos. En el cerro Reconquista el miembro pelítico alcanza a 15 m de espesor. Coronando esta secuencia se presenta otro banco cuarcítico cuya potencia oscila entre 1 y 8 m que regula la morfología local.

Cabe destacar que se identificaron por difracción de rayos X los minerales de arcillas presentes y sus impurezas. En las canteras del cerro Reconquista se observa un predominio marcado de pirofilita, con escasa illita y caolinita subordinada, y pobres impurezas de cuarzo.

En el flanco noroccidental del cerro Re-

conquista se observaron dos destapes de reducidas dimensiones, y un amplio frente de cantera, en el cual se explotan arcillas actualmente.

El perfil del destape N° 1 se compone de un nivel cuarcítico inferior, al que le siguen arcillas de distinta coloración: moradas, verdosas y grisáceas que se intercalan y pasan lateralmente a otras color ocre amarillento. Las moradas son macizas, en tanto que las verdosas presentan una estratificación grosera. Estas diferentes variedades tienen una potencia total de 2,50 m. Este perfil está coronado por 3,10 m de cuarcitas que constituyen el techo del mismo.

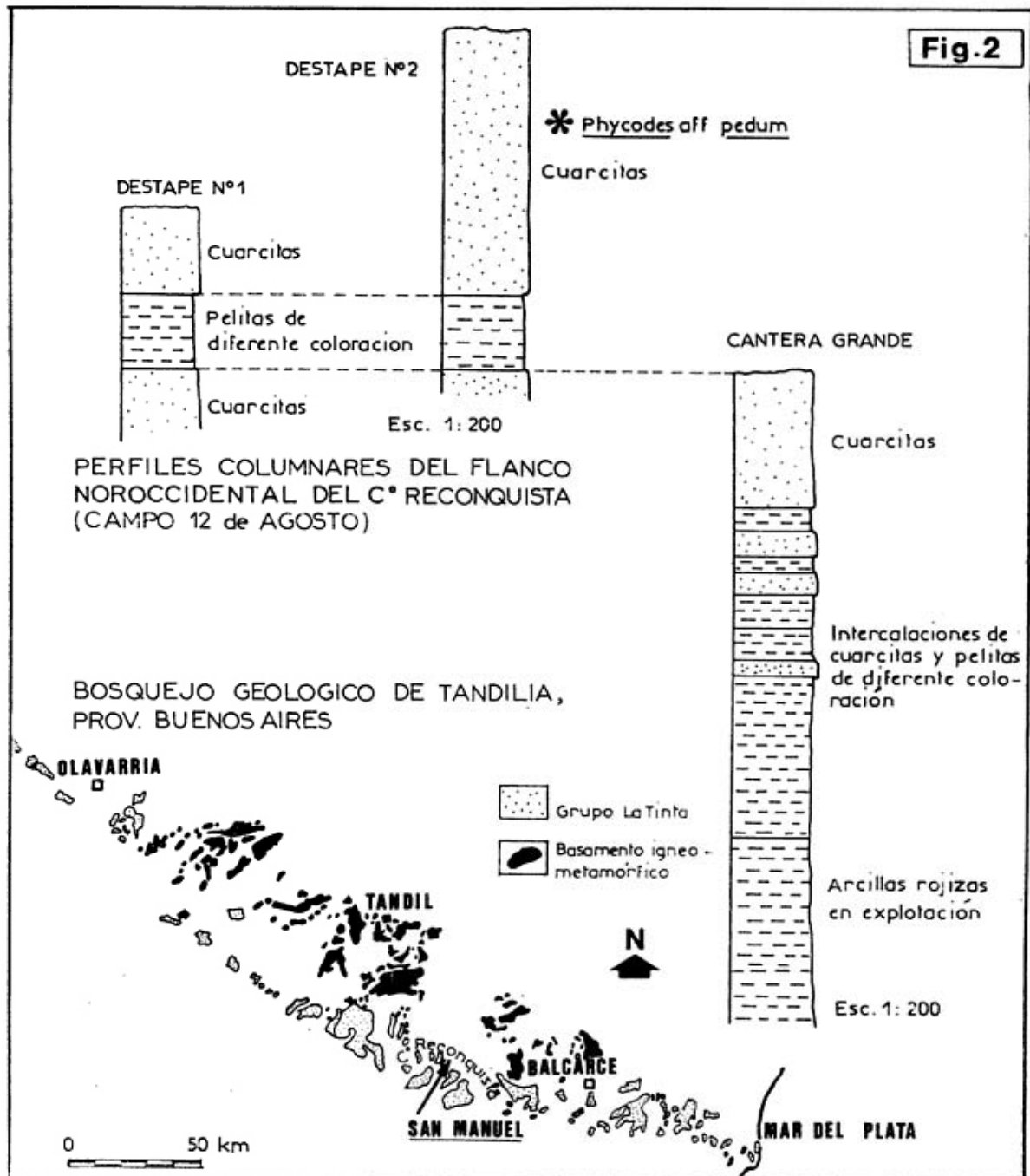
El destape N° 2 expone una secuencia semejante a la del primero: sirviendo de piso un nivel cuarcítico inferior, al que le suprayacen arcillas de coloraciones moradas, verdosas y ocre amarillentas que totalizan 2,50 m de potencia. Por encima continúa un segundo nivel estratigráfico de cuarcitas, de aspecto macizo y de grano fino, de coloración blanco amarillenta, presentando en parte tonalidades rojizas debidas a impregnaciones de óxidos de hierro. En estas rocas fue hallado el icnofósil *Phycodes*.

Cabe señalar que la sucesión expuesta en la denominada "cantera grande" es semejante a la que se observa en los destapes cuya descripción se efectuara precedentemente. La secuencia estratigráfica de la misma hallase integrada en su parte inferior por un conjunto de arcillas rojizas compactas, de unos 7 m de espesor, objeto al presente de actividad minera. La base de este conjunto pelítico no está expuesta a la observación, de donde se infiere un mayor espesor relativo que el indicado anteriormente. Hacia arriba el orden litológico se caracteriza por una típica alternancia de estratos cuarcíticos y pelíticos de variada coloración (verdes, morados y amarillo ocráceos). El espesor de este intervalo estratigráfico es de unos 12 m. Hacia arriba y constituyendo los niveles más altos de la secuencia de la "cantera grande", se encuentra un conjunto de cuarcitas de unos 5 m de potencia (véase fig. 2).

### Descripción del icnogénero

#### *Phycodes* Richter 1850

Conjunto de excavaciones cilíndricas, rellenas con material de la misma composición que la roca portadora. Es probable que



su génesis se vincule a vermes-marinos limófagos, indicando un ambiente sublitoral de aguas someras. De acuerdo a la clasificación etológica se lo incluye dentro de Fodinencia (Seilacher, 1953) o Cibinia (Müller, 1962); Crimes *et al.* (1977) lo han interpretado como anelido o "vermiforme".

*Phycodes* fue en principio considerado como "fucoides", término usado como nombre genérico aplicado para estructuras ramificadas de aspecto plantífero. También como estructuras inorgánicas (Hänssethel, 1975).

#### *Phycodes aff. pedum* Seilacher 1955

**Material:** Único ejemplar del techo del destape Nº 2 incluido en cuarcita de grano fino (véase fig. 3) que se presenta erosionado. Registrado bajo el número M.L.P. 15299. No está asociado a ningún otro fósil.

**Localidad:** Cerro Reconquista, San Manuel.

**Descripción:** Estructura en "manejo" compuesta por varias ramas, tres de ellas

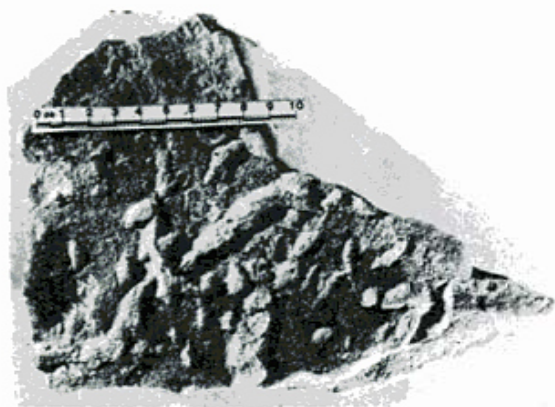


Fig. 3. — *Phycodes* aff. *pedum* x 1/5 en cuarcitas blanco amarillentas con impregnaciones superficiales de óxidos de hierro.

de traza entre 0,5 cm y 1,5 cm en su eje mayor. Algunos de ellos se entrecruzan formando ángulo de pocos grados mientras que otros permanecen aislados. Dos ramas son consecutivas y no se forman los cuerpos elípticos reunidos. El conjunto de ellas se presenta en forma ligeramente curva, disposición que estaría vinculada con el desplazamiento del animal. Se presenta como hiporrelieve convexo. Por efecto de la erosión quedan en parte ocultos los rasgos morfológicos que configuran el icnogénero, *v.gr.*: disposición de tubos y convergencia de los mismos, mayor relieve y mayor número de tubos.

**Discusión:** Por características de conjunto (forma de los cuerpos y distribución de ramas y tamaño) es semejante al material descrito por Crimes (1970) del Cámbrico superior del Norte de Gales.

*Phycodes pedum* aparece en: sedimentos de las Formaciones Schwarzrand y Fish River del Grupo Nama (suroeste de África), cuya edad precisa es aún incierta (Germs, 1974). El Grupo Nama contiene representantes de la "Fauna de Ediacara" (Australia Central) a la que Glaessner (1971) da una antigüedad de 600 a 700 m.a. (Precámbrico tardío-Eocámbrico). Se registra *Phycodes pedum* en el Precámbrico tardío (?)-Cámbrico inferior (Formación Brevik) de Finmark en Noruega (Banks, 1970); en el Cámbrico de Pakistán, en Estratos de *Neobolus* de la Salt Range (Seilacher, 1955); en el Cámbrico temprano del centro de Australia, parte superior de la Formación Arumbera (Glaessner, 1969); en el Cámbrico temprano del

Este de Groenlandia, Formación Bastion (Cowie and Spencer, 1970) y para España en los denominados Cándana Quartzite y Vegadeo Limestone (Crimes *et al.*, 1977); también se lo cita para el Cámbrico medio de Estados Unidos (Gran Cañón, Arizona). Germs (1972) indica la presencia de *Phycodes pedum* en supuestos sedimentos ordovícicos de Libia (Seilacher, 1971, comunicación personal); en sedimentos del Ordovícico inferior de España de la Formación Cuarcita Armoricana (Perejón, 1980, comunicación personal). *Phycodes pedum* ha sido registrado también en sedimentos cámbricos de Suecia (Germs *op. cit.*).

Para Argentina se mencionó *Phycodes* en Unchimé, Quebrada del Gallinato, Salta (Borrello, 1966) que hasta el presente no ha sido descrito. En los depósitos basales de la secuencia ordovícica de la Puna, Aceñolaza y Durand (1978) indican la presencia de cf. *Phycodes* sp. que en Aceñolaza, 1979 figura como *Phycoides* sp.

## Conclusiones

—*Phycodes pedum* posee un rango estratigráfico que abarca desde el Precámbrico tardío al Tremadociano; la forma enunciada en el presente trabajo se asemeja a la descrita para terrenos cámbricos (Cámbrico superior de Cwm Graianog, Norte de Gales).

—Para la secuencia de San Manuel, *Phycodes* aff. *pedum* no se registra asociado a ninguna otra traza fósil. Este icnogénero es característico del esquema icnofacial propuesto por Seilacher, para facies de Cruziana correspondiente a un ambiente marino de plataforma sublitoral de poca profundidad (zona nerítica).

—El presente hallazgo contribuye y apoya la posibilidad de comparaciones intercontinentales en la reconstrucción del inicio del Gondwana, ya que *Phycodes pedum* ha sido hallado con anterioridad en el extremo sur de África (Grupo Nama) y Australia (Formación Arumbera).

—Las trazas fósiles registradas para los tiempos Precámbrico-Paleozoico inferior, se hacen particularmente significativas también en la investigación del desarrollo de las etapas iniciales en el estudio de los primeros metazoos.

## Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento al Dr. Carlos A. Cingolani por su colaboración en las tareas de campaña junto a uno de los

autores (G. R.) y quien, junto con el Dr. Luis Dalla Salda, apoyaron en todo la realización del presente estudio. Al Dr. G. Aceñolaza por la lectura del manuscrito.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., 1979. *El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles*. Ameghiniana XV (1-2): 15-64.
- Aceñolaza, F. G. y F. Durand, 1978. *Trazas de trilobites en estratos del Ordovícico basal de la Puna de Atacama*. Acta Geol. Lilloana 15: 5-12.
- Amos, A. J., B. J. Quartino y R. A. Zardini, 1972. *El "Grupo de la Tinta" (Provincia de Buenos Aires, Argentina) Paleozoico o Precámbrico?* XXV Congr. Bras. Geol. São Paulo, 211-221.
- Banks, N. I., 1970. *Trace fossils from the late Precambrian and Lower Cambrian of Finmark, Norway*. In: Crimes, T. P. y Harper, J. C. (Ed.) *Trace Fossils*. Geol. Journ. Liverpool Special Issue Nº 3: 19-34.
- Bonthomme, M. y C. Cingolani, 1980. *Mineralogía y Geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXV (4): 519-538.
- Borrello, A. V., 1966. *Las facies de Cruziana en el Ordovícico del Norte Argentino*. Ameghiniana, IV (6): 185-188.
- Cowie, J. W. and A. M. Spencer, 1970. *Trace fossils from the late Precambrian-Lower Cambrian of East Green Land*. In: T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.) *Trace Fossils*. Geol. Journ. Spec. Issue Nº 3: 91-100.
- Crimes, T. P., L. Legg, A. Marcos y M. Arbolea, 1977. *Late Precambrian-Low Lower Cambrian trace fossils from Spain*. In T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.) *Trace Fossils*. Geol. Journ. Special Issue Nº 9: 91-138.
- Dalla Salda, L. H. y M. Iñíguez, 1979. *"La Tinta", Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Congreso Geológico Argentino. I: 539-550, Neuquén.
- Germs, G. J. B., 1972. *Trace fossils from the Nama Group, South West Africa*. Journ. Paleont. 46 (6): 864-870.
- 1974. *The Nama Group in South West Africa and its relationship to the Pan-African Geosyncline*. Journ. Geol., 82: 301-317.
- Glaessner, M. F., 1969. *Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian*. Lethaia 2 (4): 369-393.
- 1971. *Geographic distributions and time range of the Ediacara Precambrian fauna*. Geol. Soc. Amer., 82: 509-514.
- Häntzschel, W., 1975. *Trace fossils and Problematica*. In: Teichert, C. (Ed.) *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part. W., Supplement 1, 1-269.
- Müller, A. H., 1962. *Zur Ichnologie, Taxiologie und Okologie Fossiler Tiere*. Freiburger Forschungshefte, C, 151: 5-49.
- Seilacher, A., 1953. *Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie*. Abh. 96: 421-452.
- 1955. *Spuren und Fazies im Unterkambrium*. In: Schindewolf, O. & Seilacher, A., *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*. Akad. Wiss. Lit. Mainz, mathnat. Abhandl., 10: 342-372.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1975. *Tandilia*. Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca (Prov. de Bs. As.), 55-77.
- 1980. *Sierras Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires*. 2do. Simp. Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, II: 919-956.

Recibido: 3 de julio de 1981.

GRACIELA M. REGALIA  
HEBE E. HERRERA  
Centro Invest. Geológicas  
Facultad de Cs. Naturales y Museo  
Paseo del Bosque s/n  
1900 La Plata.

## PAVIMENTO GLACIARIO EN EL CARBONICO DE LA PRECORDILLERA

CARLOS ROBERTO GONZALEZ

### Resumen

El descubrimiento de un pavimento de bloques estriados en estratos del Paleozoico superior de la Precordillera, constituye la más concluyente evidencia de glaciación en esa parte del Continente de Gondwana.

En afloramientos de la Formación Hoyada Verde, al sureste de Barreal, en la provincia de San Juan, se encuentra una alineación de bloques estriados de aproximadamente 200 metros de longitud. Los depósitos tillíticos se encuentran estrechamente asociados con invertebrados marinos fósiles de la zona de *Levipustula*, de edad Carbonico medio.

Las mediciones de estriación y de algunas características asociadas, producidas por el glaciar en la superficie superior de los bloques revelan una dirección de movimientos del hielo desde el norte hacia el sur.

### Introducción

Sobre ambos lados del valle de Calingasta-Uspallata, participando de los ambientes de la Precordillera y Cordillera Frontal del oeste argentino, las sedimentitas del Paleozoico superior afloran en fajas discontinuas, adosadas a los cordones de rocas paleozoicas más antiguas. Son depósitos dejados por un mar cuyo límite oriental estaba marcado por un elemento positivo acádico: la Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1965), constituida por la sierra del Tontal y sus prolongaciones al norte y sur, mientras que hacia el oeste se comunicaba con el dominio del mar Pacífico.

Como en otras localidades del Gondwana, la secuencia neopaleozoica de la Precordillera argentina contiene intercalaciones psefiticas de origen glacial, cuya ocurrencia en facies marina determina que carezcan de ciertos rasgos y evidencias propios de las glaciaciones sobre áreas continentales, lo que en parte dificulta la correcta interpretación de su modo de formación. Desde un principio (Keidel, 1922), tales rocas fueron identifi-

### Abstract

The discovery of an extensive striated boulder pavement in Upper Paleozoic beds from the Precordillera of western Argentina, constitutes the most striking evidence of glaciación in that area of the Gondwana Continent.

A nearly 200 meters long alineation of striated boulders is present in outcrops of the Hoyada Verde Formation to the southeast of Barreal in the San Juan province. Tillite deposits are closely associated with marine invertebrate fossils of the *Levipustula* Zone, dated as Middle Carboniferous.

Measurements of striations and some associated features produced by the glacier on the leveled upper surface of the boulders, reveals that the sense of movement of the ice was from north to south.

cadadas como tillitas, pertenecientes a una glaciación de fines del Paleozoico y comparadas luego con sus equivalentes de otras provincias gondwánicas (Du Toit, 1927; 1937).

La supuesta existencia de un pavimento estriado por abrasión glacial, asociado con estas psefitas en los depósitos que afloran en la estancia Leoncito, en el arroyo de Las Cabeceras al sur de Barreal (provincia de San Juan), es conocida desde hace tiempo por los trabajos de Du Toit (1927: 34), Keidel y Harrington (1938) y más tarde Heim (1945). Otros autores como Fossamancini (1943) y Frakes y Crowell (1969) disienten con esa interpretación y se inclinan en cambio por un origen tectónico para esas superficies estriadas. Con todo, según se desprende de la descripción de Heim (1945: 280), el pavimento estriado que este autor observó en dicha localidad se encuentra en la base de la diamictita y no intercalado en ésta, y por lo tanto corresponde a una superficie distinta de las que mencionan Keidel y Harrington (1938: 111). Desafortunadamente,



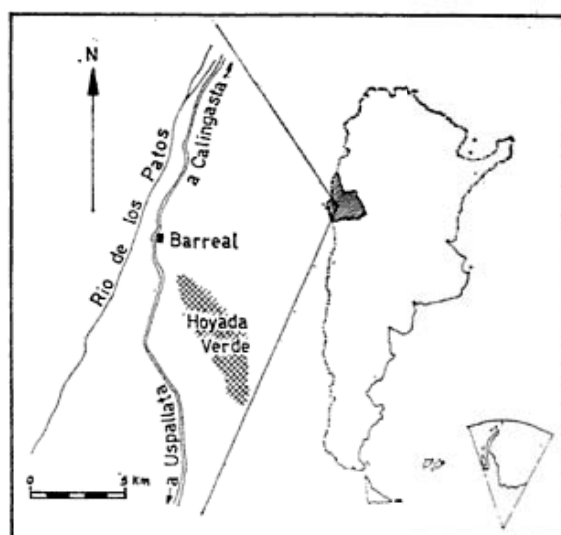


Fig. 1. — Mapa de ubicación.

tunadamente, la base de la diamictita de la Estancia Leoncito se encuentra actualmente cubierta, lo que impide constatar la existencia del pavimento a que hace referencia Heim.

Algo más al norte, la Formación Hoyada Verde (Mésigos, 1953) integra el núcleo del braquianticlinal expuesto en la Hoyada Verde, situada pocos kilómetros al sudeste de Barreal (fig. 1). Una de las características más conspicuas de esta Formación son sus niveles diamictíticos, en uno de los cuales la presencia de un extenso pavimento de bloques estriados constituye una prueba irrefutable del carácter glaciario de esas rocas.

## Pavimento glaciario

### Las diamictitas

El pavimento de bloques estriados se encuentra en el Miembro de "Tillitas color verde botella" de la Formación Hoyada Verde de Mésigos (1953), en los afloramientos de este miembro correspondientes al flanco oriental del núcleo del braquianticlinal.

Por arriba y por debajo de la traza del pavimento, es posible distinguir megascópicamente dos diamictitas distintas. En la diamictita inferior no se aprecia selección ni bandeamiento; es masiva y contiene bloques de hasta más de 1 m<sup>3</sup> dentro de una matriz váquica. La gran mayoría de los clastos provienen de las rocas del "Pretilítico". No se han observado fenómenos ocasionados por deslizamiento u otras estructuras de defor-

mación a escala megascópica dentro del cuerpo y, en su parte superior, en niveles muy próximos al pavimento, la existencia de algunas lentes conglomerádicas estimamos que habrían sido producidas probablemente por relleno de canales de derretimiento. La roca es de color verde oscuro, lo que junto con su aspecto general y por formar lomadas debido a su mayor competencia, permite distinguirla fácilmente en el terreno de los miembros pelíticos más claros del resto de la Formación. También en sus niveles superiores, la presencia de glendonita revela su formación en un ambiente marino proximal (González, 1981 a).

La diamictita que suprayace al pavimento de bloques es de un tono más claro que la diamictita inferior; tiene matriz pelítica y contiene una notablemente menor proporción de bloques y elementos gruesos que aquella.

### Características generales

El pavimento de bloques estriados marca la traza discontinua de una superficie irregular, que puede seguirse por una distancia de unos 200 metros de norte a sur, a lo largo del afloramiento del banco de tillita. Sin embargo, dentro de esa traza, los bloques del pavimento glaciario no conforman una alineación regular y continua en toda su extensión, sino que se encuentra formando agrupaciones de longitud variable, separadas por sectores que promedian entre los 8 a 10 metros de longitud, donde los clastos se hallan muy distanciados entre sí. Por esta razón, y a fin de obtener una apreciación más objetiva, las mediciones efectuadas se limitaron solamente a las agrupaciones de clastos donde, por su número y disposición, ofrecen mayor seguridad sobre su identidad. Pero cabe recalcar que la regularidad de los datos obtenidos (rumbo e inclinación de los bloques y orientación de las estriaciones, ver figura 2) en todos esos conjuntos de clastos, así como en algunos casos en los sectores con menor densidad de ellos, muestran a lo largo de los casi 200 metros de afloramiento, una marcada consistencia.

Es posible observar el pavimento "en planta" en algunos sectores donde la erosión actual ha puesto en descubierto una mayor parte de la superficie formada por los bloques biselados por el paso del glaciar, lo que ocurre especialmente en la mitad sur del afloramiento. Una de ellas contiene los dos



Fig. 2. — Diagrama de orientación de las estrias en las caras biseladas de los bloques del pavimento, basado en 73 determinaciones. El sentido de flujo del glaciar se basa en los criterios que se explican en el texto. Intervalo de clase:  $20^\circ$ . Las mediciones fueron corregidas a la horizontal teniendo en cuenta solamente la estructura plegada y no la posterior alteración por fracturación.

bloques más voluminosos, de los cuales el ubicado al norte ha sido ilustrado por Heim (1945, lám. 2, fig. 2).

#### Forma, tamaño y composición de los clastos

Los clastos del pavimento son de variadas proporciones; la mayoría de ellos exhiben formas típicas producidas por la abrasión glacial, como la forma de "plancha" (flatiron) (fig. 3). Todos tienen en mayor o me-



Fig. 3. — Clasto del pavimento co forma de "plancha" (flatiron), con superficie de barlovento biselada y estriada y extremo de sotavento abruptamente cortado. Sentido de flujo del glaciar de derecha a izquierda.

nor grado por lo menos sus caras superiores biseladas, pulidas y estriadas; una proporción menor tienen dos caras paralelas y pueden ser clasificados como tabulares (Wentworth, 1936). Solamente se contaron unos pocos clastos con formas francamente alargadas, con su eje mayor orientado en sentido de la estriación predominante. Esta última característica es más marcada en los grandes bloques. En cuanto al tamaño, existe una gran variedad, pero entre los clastos estudiados predominan aquéllos con diámetro máximo entre 17 a 33 cm, siendo el máximo conocido el de un bloque de unos 3,20 metros de diámetro máximo.

Al igual que los clastos de la diamictita infrayacente, la gran mayoría de los bloques que constituyen el pavimento glacial son vaques del "Pretilítico", pero también existen en pequeña proporción rodados de granito, vulcanitas y caliza.

#### Marcas de fricción y sentido del flujo del glaciar

Las caras biseladas de los clastos del pavimento se hallan estriadas en su mayoría. De los 73 casos considerados, el 84 % tienen estrias paralelas, es decir en una sola dirección, mientras que el 16 % restante de los clastos presenta más de un juego de estrias, que producen un diseño en enrejado (Wentworth, 1936). Como puede apreciarse en el gráfico de la figura 2, estas marcas muestran una orientación norte-sur en prácticamente todos los casos estudiados. El resultado de rebatir al plano horizontal las direcciones actuales de las estrias del pavimento (fig. 2), probablemente esté afectado de algún error, relacionado con la fracturación poscarbónica que perturbó la región con posterioridad al plegamiento (Amos y Roller, 1965), factor éste que no ha sido tenido en cuenta en la corrección efectuada, de modo que las direcciones reales podrían variar ligeramente.

Para la determinación del sentido de flujo del glaciar se suelen emplear varios criterios, los cuales deben ser examinados cuidadosamente antes de emitir un juicio definitivo sobre su valor, ya que se ha observado que algunos de ellos no siempre pueden ser utilizados como seguros. En el caso que nos ocupa, si bien las evidencias en este sentido no son abundantes, las que se hallan disponibles no muestran contradicciones y permiten llegar a una conclusión coherente

sobre el sentido del desplazamiento de la masa de hielo. Uno de esos criterios se basa en ciertas marcas producidas por fricción que se hallan asociadas a las estrías sobre la cara superior biselada de los bloques del pavimento. En la Hoyada Verde hemos podido reconocer dos tipos de estas estructuras: los surcos semilunares o marcas de gubia (*crescentic gouges*) y los "clavos" (*nailheads*).

Los surcos semilunares o marcas de gubia son fracturas curvas que ocurren comúnmente con su convexidad hacia adelante o corriente abajo, es decir con los extremos o cuernos apuntando hacia las nacientes del glaciar (Gilbert, 1905). Es aquí donde se ha señalado (Schwarzbach, 1963) que la orientación de estas formas no siempre es una guía segura para indicar el sentido del flujo del glaciar.

Los "clavos" son surcos en forma de cuña en los que la parte más ancha o cabeza apunta corriente abajo. En las superficies examinadas, los clavos apuntan hacia el sur, de la misma manera que las marcas semilunares, y no se han observado situaciones anómalas en que la posición de unos o de otras ocurran invertidas. A estas dos características se agrega un tercer criterio, cuál es la forma y orientación de los clastos, los que han sido biselados en su superficie de barlovento y comúnmente sus extremos de sotavento abruptamente cortados. Asimismo, muchos de ellos poseen la típica forma triangular o pentagonal alargada (*flatiron*), indicando con su orientación el sentido del desplazamiento del hielo (fig. 3).

En suma, la información extraída en todos los casos coincide en que el sentido de flujo del glaciar fue de norte a sur. Con todo, y teniendo en cuenta las posibles modificaciones introducidas por la fracturación posterior al plegamiento, es preciso recordar que el resultado obtenido es solamente aplicable a esta localidad de la cuenca y es el producto de sus condiciones paleogeográficas particulares. Futuros hallazgos podrían indicar distintas direcciones en otras localidades.

#### Origen del pavimento de bloques

Al comparar las características individuales que se aprecian megascópicamente en las dos diamictitas que encierran al pavimento, así como la composición y tamaño de los clastos de éste, es posible inferir que los mismos pertenecen a la tillita inferior.

Se explica la formación de este pavimento de tipo intertill (Dreimanis, en Rocha-Campos *et al.*, 1976) como concentrados tardíos efectuados por procesos de erosión superficial de un till anterior, seguido por rejuvenecimiento del glaciar, el que al extenderse nuevamente sobre la superficie del till reorienta, pule y estría los clastos así agrupados. En el caso que nos ocupa, al derretirse el hielo que depositó el till inferior y, previo a un nuevo avance del glaciar, se produjo un lavado de la fracción fina y concentrado de los clastos gruesos en la superficie del till. Es probable que al menos parte de este trabajo haya sido efectuado por las corrientes originadas al derretirse el glaciar; la existencia de estos cursos de agua estaría avalada por la presencia de lentes conglomerádicas en el techo de la tillita inferior, las que fueron especialmente observadas en algunos sectores de la mitad norte de la traza del pavimento. No disponemos aún de criterios suficientes para determinar si este proceso tuvo lugar por arriba o por debajo del nivel del mar, o quizá en la zona entre mareas. La presencia de glendonita dentro de la tillita inferior indica su depositación en un ambiente marino proximal, pero el pavimento de bloques estriados sólo puede darse en un ambiente continental, es decir por arriba del nivel de mareas, o bien en uno muy próximo a la costa, hasta la zona donde la base del glaciar aún está en contacto con el fondo antes de formar la plataforma de hielo flotante (*floating shelf*).

#### Edad de la glaciación

La Formación Hoyada Verde contiene una fauna de invertebrados fósiles pertene-



Fig. 4. — Vista de un sector del pavimento de bloques de la Formación Hoyada Verde. I: diamictita inferior; S: diamictita superior. La flecha indica el sentido de flujo del glaciar.



Fig. 5. — Marcas de fricción producidas por abrasión glacial sobre la cara pulida de un bloque del pavimento de la Formación Hoyada Verde. a: "clavos" (nailheads); b: surcos semilunares o marcas de gubia (crescentic gouges). El lápiz indica el sentido de flujo del glaciar.

cientes a la Zona de *Levipustula* (Amos y Rolleri, 1965), cuya edad ha sido estimada en namuriana-westfaliana. Dentro de ese lapso tuvo lugar el comienzo de la edad glacial que afectó el área gondwánica de Amé-

rica del Sur y, particularmente, la región precordillerana del oeste argentino (González, 1981 b).

### Agradecimientos

El Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán (CIUNT), la Fundación Miguel Lillo y el CONICET, proporcionaron apoyo económico y logístico. El trabajo se halla dentro del marco de actividades del Programa N° 73 del CIUNT y del Proyecto N° 42 del PICG. Algunas observaciones realizadas en el sur de Australia y Tasmania, como becario de la John Simon Guggenheim Memorial Foundation, fueron facilitadas por gentileza del señor M. J. Clarke (Geological Survey of Tasmania) y del Doctor G. A. Thomas (University of Melbourne). El Licenciado O. López Gamundi (UBA) y el técnico señor S. Castro (FML) colaboraron en las tareas de campo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J. y E. O. Rolleri, 1965. *El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza)*. Bol. Inf. Petrol., 368, Buenos Aires.
- Du Toit, A. L., 1927. *A geological comparison of South America with South Africa*. Pub. Carnegie Inst., 381, Washington.
- 1937. *Our wandering continents*. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Fossa-Mancini, E., 1943. *Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*. Rev. Mus. La Plata (N. S.) Tomo I, Geol. 10: 347-404, 2 láms.
- Frakes, L. A. y J. C. Crowell, 1969. *Late Paleozoic glaciation: I, South America*. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 10007-1042.
- Gilbert, G. K., 1905. *Crescentic gouges on glaciated surfaces*. Bull. Geol. Soc. Amer., 17: 303-316.
- González, C. R., 1981 a. *Sobre la presencia de "Glendonita" en el Paleozoico superior de Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 417-420.
- 1981 b. *El Paleozoico superior marino de la República Argentina, Bioestratigrafía y Paleoclimatología*. Ameghiniana, en prensa.
- Heim, A., 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan*. Rev. Mus La Plata (N. S.), Tomo 2, Geol. 16: 267-286, 7 láms.
- Keidel, J., 1922. *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico en la Argentina*. Bol. Acad. Nac. Ciencias, 25: 239-367, Córdoba.
- Keidel, J. y H. J. Harrington, 1938. *On the discovery of Lower Carboniferous tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina*. Geol. Mag., 75: 103-129.
- Mesigós, M. G., 1953. *El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral, "Sierra de Barreal" (provincia de San Juan)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (2): 65-109.
- Rocha-Campos, A. C.; M. E. C. B. de Oliveira; P. R. dos Santos y A. R. Saad, 1976. *Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glaciers in central eastern São Paulo State, Paraná Basin, Brasil*. Bol. Inst. Geociencias, Univ. São Paulo, 7: 149-160.
- Schwarzbach, M., 1963. *Climates of the past*. The Univ. Series in Geology, R. W. Fairbridge Ed., London.
- Wentworth, C. K., 1936. *An analysis of the shapes of glacial cobbles*. J. Sed. Petrology, 6 (2): 85-96.

Recibido: 15 de julio de 1981.

CARLOS R. GONZALEZ  
CONICET  
Instituto Miguel Lillo UNT  
Miguel Lillo 205  
4000 San Miguel de Tucumán.

## ESTANDAR INTERNO DEL LABORATORIO DE CARBONO-14

FERNANDO E. ANGIOLINI y MIGUEL C. ALBERO

**Resumen**

En el presente trabajo se describe la preparación y calibración de un patrón o estándar interno para el laboratorio de Carbono-14 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, a partir de un carbonato de bario ( $\text{BaCO}_3$ ) marcado con alta actividad específica (actividad por unidad de masa) y carbonato de potasio ( $\text{K}_2\text{CO}$ ) comercial.

El patrón obtenido presenta una actividad aproximadamente el doble de la del ácido oxálico NBS (patrón internacional de carbono-14), que lo hace adecuado para su uso como referencia en dataciones radiocarbónicas.

Se evalúa también el problema de los fraccionamientos isotópicos, controlados en cada caso por el análisis de  $\delta^{13}\text{C}$  y se explicitan las modificaciones que surgen por el uso de este patrón en la fórmula de cálculo de edad, presentada en un trabajo anterior, y su error analítico.

**Introducción**

Los postulados básicos de la datación por el método de carbono-14 incluyen el conocimiento de la proporción entre este isótopo radiactivo y el isótopo estable más abundante del carbono ( $^{12}\text{C}$ ) en la biósfera, previo a los factores contaminantes introducidos en la era moderna por el hombre.

Este valor fue determinado experimentalmente y con el fin de reproducirlo el National Bureau of Standards (USA) sintetizó una muestra de ácido oxálico cuya actividad específica es ligeramente superior a él. La actividad del ácido oxálico NBS es igual a la actividad de referencia en 1950 D.C., multiplicada por un factor que es igual a 0,95.

La disponibilidad de este estándar de ácido oxálico es limitada; por lo tanto, en todos los laboratorios se tiende a obtener o fabricar un patrón interno que calibrado contra el estándar NBS sirva de referencia para las dataciones carbono-14.

El laboratorio de Carbono-14 del INGEIS

\* Contribución Nº 45 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), dependiente del CONICET. Pabellón 2, Ciudad Universitaria, Buenos Aires.

**Abstract**

The preparation and calibration of an internal standard for the Carbon-14 laboratory of the Instituto de Geocronología y Geología Isotópica are outlined in this work.

This standard was prepared with commercial potassium carbonate and barium carbonate with high specific activity.

The obtained standard presents an activity twice than the NBS oxalic acid (international carbon-14 standard) that makes it suitable for the use in radiocarbon dating. The isotopic fractionation is considered and controlled by  $\delta^{13}\text{C}$  analyses.

The new formulae that will be used for age calculation and its error are also presented.

que funciona desde fines de 1979 datando muestras de carbonato y desde fines de 1980 de muestras orgánicas (carbón, madera, etc.), enfrentó la necesidad de fabricar ese patrón interno.

Las características que éste debe tener son las siguientes:

1. Actividad comparable a la del ácido oxálico NBS que es de 15,3 dpm/gC

Si la actividad fuese muy alta, podría generar problemas de contaminación en el sistema donde se procesan las muestras; si fuese baja, aumentaría considerablemente el tiempo de medición necesario para obtener la precisión deseada. La solución de compromiso elegida fue buscar una actividad específica del orden del doble de la del ácido oxálico NBS.

2. Preparación y tratamiento sencillo del patrón

No sólo se buscó que el patrón fuera de preparación sencilla, sino que además pu-

diera ser procesado en la línea de síntesis de benceno en forma totalmente similar a las muestras incógnitas. Las sustancias que cumplen esos requisitos son los carbonatos.

### 3. No presentar problemas de fraccionamiento isotópico

Este problema se ha observado en el ácido oxálico NBS (Grey *et al.*, 1969) ya que el anhídrido carbónico que se obtiene a partir de aquél presenta apreciable fraccionamiento isotópico. Ello se debe a que el ataque del ácido oxálico por solución de permanganato de potasio en ácido sulfúrico es una reacción redox de cinética lenta. Esta fue otra de las causas por la cual un carbonato era deseable, ya que su ataque con ácido perclórico para producir anhídrido carbónico, es una reacción ácido-base de cinética rápida y por lo tanto menos susceptible al fraccionamiento isotópico.

### 4. Homogeneidad del patrón

La técnica a usar debía asegurar que el producto final tuviera un alto grado de homogeneización, factor imprescindible para garantizar gran reproducibilidad de su actividad.

### Técnica experimental de preparación del patrón

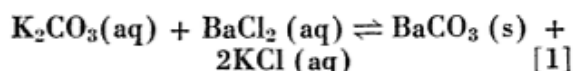
Se disponía de carbonato de bario de alta actividad específica (88000 dpm/g BaCO<sub>3</sub>) y a partir de él y teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente se decidió sintetizar carbonato de bario con la actividad deseada de la manera que se explica a continuación

Una cantidad de carbonato de bario marcado se ataca con ácido fosfórico concentrado y el anhídrido carbónico producido se absorbe en una solución de hidróxido de

potasio al 40 %. Esta última se mezcla con una solución saturada de carbonato de potasio comercial. Con este paso se consigue la dilución de la actividad y una homogeneización completa.

Paralelamente se prepara una solución saturada de cloruro de bario dihidratado neutralizada, que en caliente y con agitación constante se mezcla con la anterior. De este modo se precipita el carbonato de bario con un tamaño de cristal suficientemente grande para facilitar su filtrado. El precipitado así obtenido se filtra, se lava con agua bidestilada y se seca en estufa a 110°C.

Cabe destacar que este producto rinde un 85-90 % de anhídrido carbónico; esto se explica ya que al haber trabajado con soluciones saturadas coprecipita una cantidad de cloruro de potasio de acuerdo al siguiente equilibrio:



Este coprecipitado no afecta la utilización del patrón.

Mediante este procedimiento, a partir de 45 mg de carbonato de bario de alta actividad se obtuvieron 2200 g de patrón con la actividad deseada. Esta cantidad será suficiente para aproximadamente dos años de trabajo.

### Calibración del patrón INGEIS C-14/1

#### 1. Determinación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ \*

Con el fin de comprobar la hipótesis de que este patrón no ofrecería problemas de fraccionamiento isotópico, se determinó el valor de  $\delta^{13}\text{C}_p$  en siete fracciones del mismo. Esto fue realizado en el laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS (Panarello *et al.*, 1981) y los resultados se presentan en el cuadro 1:

CUADRO 1 - Valores de  $\delta^{13}\text{C}$  para muestras del patrón

Patrón BaCO <sub>3</sub> Nº	1	2	3	4	5	6	7
$\delta^{13}\text{C}_p$ (‰)	-26,4	-26,5	-27,1	-26,1	-26,5	-26,4	-26,4
	± 0,4	± 0,4	± 0,6	± 0,6	± 0,4	± 0,5	± 0,6

$$\delta^{13}\text{C}_p \text{ promedio} = -26,5 \text{ ‰}$$

$$\sigma = 0,3 \text{ ‰}$$

\* Todos los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  presentados en este trabajo son respecto del patrón internacional PDB.

La pequeña dispersión de este valor promedio corrobora lo señalado en 3 y fue tomado como referencia para la corrección de la actividad neta del patrón por fraccionamiento isotópico.

## 2. Calibración de la actividad

Siguiendo la técnica habitual (Albero *et al.*, 1980) se efectuaron cinco síntesis de benceno a partir del patrón y dos a partir del ácido oxálico NBS. La actividad de de estas muestras fue medida junto con muestras de fondo en diferentes corridas, en un espectrómetro de centelleo líquido Packard Tri-Carb 3255, en las mismas condiciones que las muestras incógnitas.

Las actividades medidas para el estándar interno fueron corregidas en forma análoga a la aceptada internacionalmente para el ácido oxálico NBS (Faure, 1977), de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$A_p^{\text{Corr}} = (A_p - A_F) \times \left( 1 - 2 \frac{(\delta^{13}C_p + 26,5)}{1000} \right) \quad [2]$$

donde

$A_p^{\text{Corr}}$  = Actividad corregida del Patrón.

$A_p$  = Actividad medida del Patrón.

$A_F$  = Actividad medida del Fondo.

$\delta^{13}C_p$  = Valor medido de  $\delta^{13}C$  del patrón respecto a PDB.

$$A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}} = (A_{\text{NBS}} - A_F) \times \left( 1 - 2 \frac{(\delta^{13}C_{\text{NBS}} + 19,0)}{1000} \right) \quad [3]$$

donde

$A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}$  = Actividad corregida del estándar NBS.

$A_{\text{NBS}}$  = Actividad medida del estándar NBS.

$\delta^{13}C_{\text{NBS}}$  = Valor medido de  $\delta^{13}C$  del estándar NBS respecto a PDB.

En los cuadros 2 y 3 se presentan los valores experimentales obtenidos en las mediciones de calibración, tanto para el estándar interno INGEIS C-14/1, como para el estándar internacional NBS.

donde

$$\sigma_p^{\text{Corr}} = [\sigma_p^2 + \sigma_F^2]^{1/2} \times \left[ 1 - 2 \frac{(\delta^{13}C_p + 26,5)}{1000} \right] \quad [4]$$

donde

$$\sigma_{\text{NBS}}^{\text{Corr}} = [\sigma_{\text{NBS}}^2 + \sigma_F^2]^{1/2} \times \left[ 1 - 2 \frac{(\delta^{13}C_{\text{NBS}} + 19,0)}{1000} \right] \quad [5]$$

La similaridad entre los valores de la actividad neta corregida para ambos estándares fue comprobada por medio de rigurosos análisis estadísticos que permiten descartar con gran confiabilidad la hipótesis de que, en ambos casos, estos valores pertenezcan a diferentes poblaciones. Esto es, que las diferencias entre los cinco valores del estándar interno y los dos del estándar NBS pueden ser atribuidas a la inherente aleatoriedad de la medición.

CUADRO 2. — Resultados experimentales de la actividad del estándar interno

INGEIS C-14/1	$A_p \pm \sigma_p$ (cpm)	$A_F \pm \sigma_F$ (cpm)	$\delta^{13}C_p$ (‰)	$A_p^{\text{Corr}} \pm \sigma_p^{\text{Corr}}$ (cpm)	Tiempo medición (min)
1	109,88 ± 0,27	10,06 ± 0,08	-26,4 ± 0,4	99,80 ± 0,28	1480
2	110,22 ± 0,27	10,06 ± 0,08	-26,4 ± 0,4	100,17 ± 0,28	1480
3	109,94 ± 0,33	9,64 ± 0,08	-26,4 ± 0,4	110,29 ± 0,34	1000
4	109,15 ± 0,33	9,64 ± 0,08	-26,5 ± 0,4	99,52 ± 0,34	980
5	110,96 ± 0,30	10,80 ± 0,09	-26,2 ± 0,6	100,10 ± 0,31	1200

CUADRO 3. — Resultados experimentales de la actividad del estándar NBS

Estándar NBS	$A_{\text{NBS}} \pm \delta_{\text{NBS}}$ (cpm)	$A_p \pm \sigma_p$ (cpm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{NBS}}$ (‰)	$A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}} \pm \sigma_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}$ (cpm)	Tiempo medición (min)
1	$56,02 \pm 0,20$	$9,64 \pm 0,08$	$-20,3 \pm 0,5$	$46,50 \pm 0,22$	1380
2	$57,23 \pm 0,22$	$10,80 \pm 0,09$	$-18,2 \pm 0,2$	$46,36 \pm 0,24$	1220

El valor de la actividad neta promedio corregida del estándar NBS resulta:

$$A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}} = (46,47 \pm 0,15) \text{ cpm} \quad [6]$$

$$A_p^{\text{Corr}} = (99,98 \pm 0,14) \text{ cpm} \quad [7]$$

Con estos dos valores se obtuvo un factor que relaciona ambas actividades ( $\gamma$ ) con su error ( $\sigma_\gamma$ ).

$$\gamma = \frac{A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}}{A_p^{\text{Corr}}} = 0,4648 \quad \sigma_\gamma = 0,0016 \quad [8]$$

La determinación de estos valores permite dar nuevas ecuaciones para el cálculo de edad y su error que complementan las presentadas en el trabajo anterior (Albero *et al.*, *op. cit.*) de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} t &= 8035 \ln \frac{0,95 A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}}{A_M^{\text{Corr}}} = \\ &= 8035 \ln \frac{0,95 \gamma A_p^{\text{Corr}}}{A_M^{\text{Corr}}} \quad [9] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \sigma_t &= 8035 \left[ \left( \frac{\sigma_M^{\text{Corr}}}{A_M^{\text{Corr}}} \right)^2 + \left( \frac{\sigma_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}}{A_{\text{NBS}}^{\text{Corr}}} \right)^2 \right]^{1/2} \\ &= 8035 \left[ \left( \frac{\sigma_M^{\text{Corr}}}{A_M^{\text{Corr}}} \right)^2 + \left( \frac{\sigma_p^{\text{Corr}}}{A_p^{\text{Corr}}} \right)^2 + \left( \frac{\sigma_\gamma}{\gamma} \right)^2 \right]^{1/2} \quad [10] \end{aligned}$$

donde  $A_M^{\text{Corr}}$  es la actividad corregida de la muestra (Albero *et al.*, *op. cit.*).

Esto significa que de utilizarse como patrón de medición el ácido oxálico NBS las ecuaciones dadas en aquél trabajo son las adecuadas, pero de utilizarse el patrón interno INGEIS C-14/1 deben usarse las aquí presentadas.

### Conclusiones

Como resultado de este trabajo se obtienen las siguientes conclusiones:

— La actividad resultante del patrón INGEIS C-14/1 resultó aproximadamente el doble de la del estándar NBS como lo indica el factor:

$$\text{Actividad INGEIS C-14/1} = (2,1515 \pm 0,0074) \times \text{Actividad NBS.}$$

La repetibilidad de los resultados asegura una dilución homogénea de la elevada actividad inicial, confirmado esto por los análisis estadísticos aplicados a las mediciones; esto también es un indicador de la reproducibilidad del proceso de obtención de benceno y de medición. Dado que los estándares siguen el mismo proceso que las muestras, la reproducibilidad de éstos permite inferir igual confiabilidad para las muestras y por ende de las edades calculadas por este método.

— De la observación y de los análisis estadísticos del cuadro 1, se desprende que de acuerdo a lo previsto el fraccionamiento del estándar INGEIS C-14/1 se mantiene dentro de márgenes mucho más estrechos que el estándar internacional NBS.

— Estas conclusiones muestran que son satisfechos los requerimientos planteados en la sección 1 y por lo tanto permiten adoptar a INGEIS C-14/1 como estándar.



dar interno para la datación radiocarbónica.

Cabe mencionar que ya se han realizado varias series de dataciones usando este estándar y los resultados de la calibración aquí presentados.

Aceptando el valor obtenido para la actividad neta corregida del estándar, se controla estadísticamente en cada serie de dataciones la reproducibilidad de este valor. Hasta el momento no se ha observado ningún valor discordante.

### Agradecimientos

Los autores desean hacer llegar su agradecimiento a las autoridades de las instituciones responsables del INGEIS y al Doctor Enrique Linares, Director del mismo, por el apoyo brindado a este trabajo.

Del mismo modo lo hacen extensivo a los integrantes de los laboratorios de Isótopos Estables y Carbono-14 de ese Instituto que de una u otra forma colaboraron en esta tarea.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Albero, M. C., F. E. Angiolini, J. L. Balbuena, J. O. Codignotto, E. Linares y N. Weiler, 1980. *Primeras edades Carbono-14 de afloramientos de conchillas de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 363-374, Buenos Aires.
- Faure, G., 1977. *Principles of Isotope Geology*. J. Wiley and Sons, New York.
- Grey, D. C., P. E. Damon, C. V. Haynes, Long Austin, 1969. *Carbon isotope fractionation during wet oxidation of oxalic acid*. Radiocarbon, 11 (1): 1-2, New Haven.
- Panarello, H. O., C. M. García, S. A. Valencio y E. Linares, 1980. *Determinación de la composición isotópica del carbono en carbonatos, su utilización en hidrogeología y geología*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (4): 460-466, Buenos Aires.

Recibido: 15 de julio de 1981.

FERNANDO E. ANGIOLINI  
MIGUEL C. ALBERO  
Instituto de Geocronología  
y Geología Isotópica  
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,  
Buenos Aires