

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XLI - N^{os.} 3-4

Julio-Diciembre

Buenos Aires 1986

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1985-1987)

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

Vocales Suplentes:
LIC. EUGENIO ARAGÓN
LIC. JORGE PISETTA
LIC. JUAN IDIART

Vocales:

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

Director de la Revista: DR. VÍCTOR RAMOS
Director de Publicaciones: DR. FRANCISCO NULLO
Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN
LIC. LUIS FAUQUE

COMITE EDITORIAL

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

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas. Universidad Nacional del Sur. 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Dr. Adolfo Cano 1876, Bº Güemes, 4700 Catamarca.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, C. C. 217, 3400 Corrientes.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Y.P.F., Departamento de Geología de Exploración, Golfo San Jorge, km 3, 9005 Comodoro Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera. FCEF y N-UNC. Cátedra de Estratigrafía, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 S. S. de Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, Plan La Rioja, C. C. 1538, 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Sergio D. Matheos, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mar del Plata: José L. Cionchi, C. C. 722, Correo Central, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Jorge Anselmo Solís, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mendoza: Lic. Julio César Benítez, Y.P.F., Departamento Geológico Cuyo, San Martín Sur 36, 5501 Godoy Cruz, Mendoza.
Mendoza: Lic. Juan C. Zanettini, Dirección de Fabricaciones Militares, Mendoza.
Mina Aguilar: Lic. Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulsano, Comisión Geológica Nº 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa Nº 245, Campamento 1, Y.P.F., 8318 Plaza Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. Nº 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Muriel Miller, C. C. 246, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, Y.P.F., División Geología, 9407 Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.
San Juan: Lic. Silvio H. Peralta, FCEF y N. Av. del Libertador 1106, Oeste, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Fernández Tasende, C. C. 213, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Silvio Casadío, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés, Mitre 337, 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo A. Peña, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 S. M. de Tucumán.
Vespucio: Lic. Bernardo Pozo, Distrito Geológico, Campamento Vespucio, 4562 Salta.
Viedma: Dra. Elena Bernabé de Greco, Rivadavia 1027, 8500 Viedma.
Ushuaia: Lic. Gustavo Bujalevsky, CADIC, C. C. 92, 9410 Ushuaia.
Zapala: Lic. Marta Franchini, Dir. Gral. de Minería, Etcheluz y Monti, 8340 Zapala, Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso (1064).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Magdalena Koukharsky, 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 Arcey, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas: Lic. Graciela S. Felici, Casilla de Correo 9, 1802 Ezeiza.
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria: Lic. Luis Moscatelli, Cabañas y Reseros, 1712 Castelar.
Instituto Nacional de Tecnología Industrial: Lic. Alejandra Pietrielli, Av. Gral. Paz s/n., 1650 San Martín.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Miguel Soria, Ángel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1843 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. Luis E. Fauqué, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. 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, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Róster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Francia: Dr. Jean Claude Vicente, Laboratoire de Geologie Structurale, 4 Place Jussieu, Tour 26, 3º Etage, 75230 Paris, Francia.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.

PROSPECCION GEOLOGICO-GEOFISICA DE MINERAL DE HIERRO EN LAS PROVINCIAS DE RIO NEGRO Y CHUBUT

ERNESTO E. ROSSI Y JUAN CARLOS M. ZANETTINI

Resumen

Se describe la metodología de trabajo aplicada durante la prospección geológico-geofísica de mineral de hierro en la comarca de Sierra Grande y, como ejemplo, se dan las características geológicas y magnetométricas del área anómala que despertó mayores expectativas. Se consigna, además, una síntesis de la geología regional.

Abstract

It is described the work methodology applied in the Sierra Grande area during the geologic-geophysic prospection of iron ore. It is given, as an example, the geologic and magnetometryc features of the most promissory anomalous area. In addition is inclosed a regional geological summary.

INTRODUCCION

La existencia de estratos ferríferos económicos dentro de la Formación Sierra Grande y la posibilidad de su desarrollo en un ámbito de mayores dimensiones a las conocidas, dió lugar a la prospección geológico-geofísica de mineral de hierro realizada por la Dirección General de Fabricaciones Militares en las provincias de Río Negro y Chubut.

Dicha prospección consistió en la realización de vuelos aeromagnéticos y la confección de la carta aeromagnética de la zona cuyo análisis permitió ubicar 17 áreas anómalas que fueron investigadas en el terreno con el objeto de determinar la naturaleza de los cuerpos que las causan.

El presente trabajo tiene por finalidad dar a conocer la labor desarrollada y las conclusiones a que se han arribado.

Ubicación

La comarca investigada se halla situada en las provincias de Río Negro y Chubut, delimitada por los paralelos 41° y 42°13' de latitud sur y los meridianos 65° y 66° de longitud oeste de Greenwich y comprende una superficie de 10.500 kilómetros cuadrados.

El acceso a la misma se realiza por la ruta nacional N° 3 que cruza de norte a sur en su mitad oriental; de esta ruta se desprenden caminos provinciales y secundarios que permiten un recorrido bastante completo de la zona.

TRABAJOS REALIZADOS

Los trabajos de prospección comenzaron con la ejecución de un relevamiento aeromagnético de campo total y la posterior reducción de los datos en mapas de intensidad magnética total a escala 1:50.000.

Esta tarea estuvo a cargo de la División Geofísica del Servicio de Hidrografía Naval (Yung y Paterlini, 1976) y para llevarla a efecto se utilizó un magnetómetro aéreo de precesión nuclear marca ELSEC 592/J y un magnetómetro terrestre similar, marca SHN, para registrar la variación diurna del campo magnético terrestre.

El área prospectada se cubrió con líneas de vuelo en sentido este-oeste separadas un kilómetro y líneas de vuelo en sentido norte-sur con un espaciamiento de 10 km; en total se recorrieron 10.814 km con una altura de vuelo de 150 m constantes sobre el terreno.



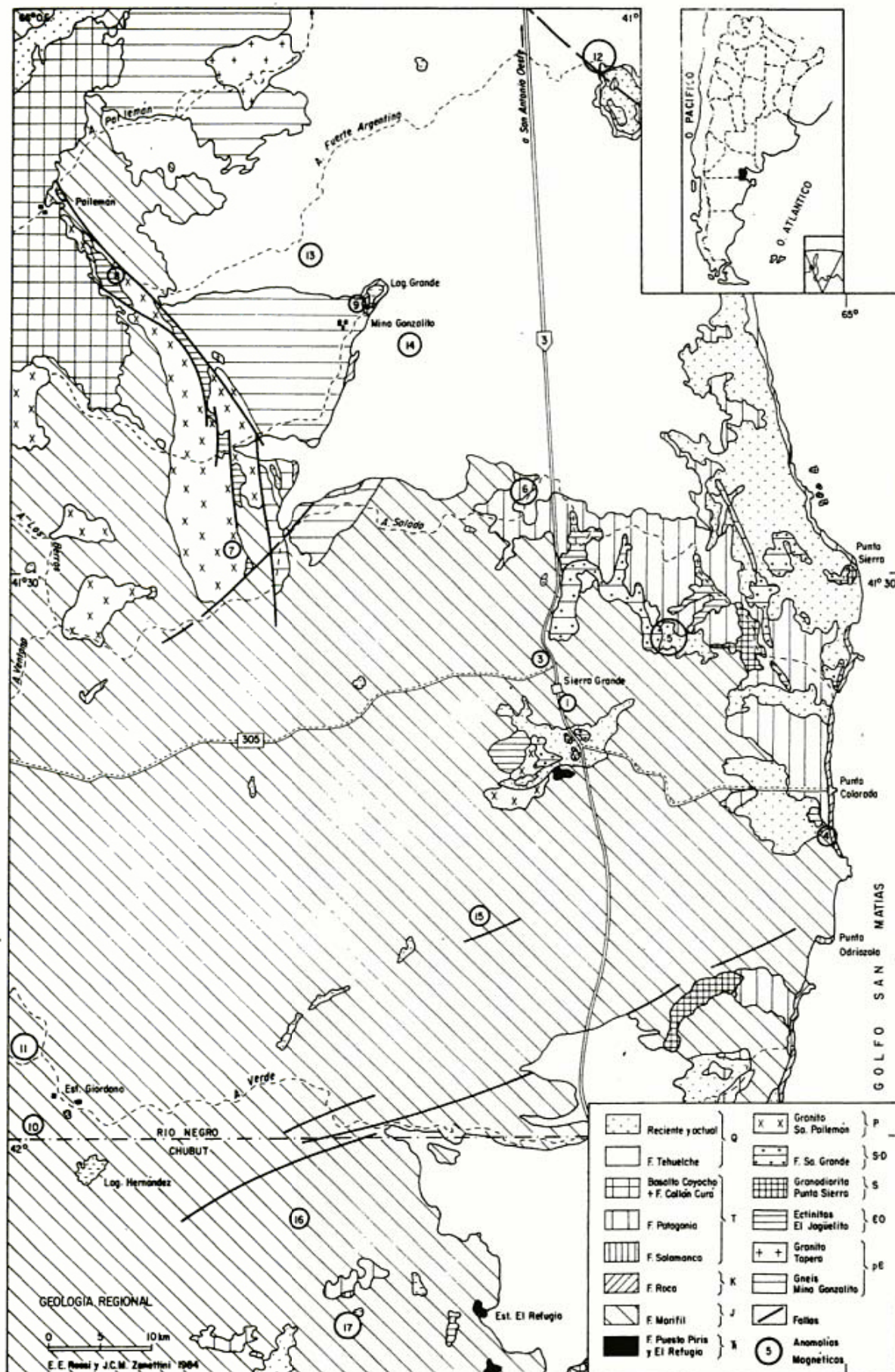


Figura 1

Simultáneamente con el registro aeromagnético se filmó el recorrido del avión con una cámara de 35 mm de registro continuo lo cual permitió, posteriormente, ubicar las áreas anómalas en fotografías aéreas convencionales.

Los trabajos de geología y geofísica terrestre se efectuaron a continuación de la anterior labor.

La tarea geológica consistió en el reconocimiento de la geología regional de la comarca que se volcó en mapas a escala 1:50.000, el relevamiento geológico de las áreas anómalas a escala 1:5.000 y el estudio de los testigos obtenidos en perforaciones. Estas totalizaron 583 m y se efectuaron para comprobar las anomalías en dos áreas.

El trabajo geofísico contempló la ubicación de las anomalías en el terreno, el relevamiento magnetométrico de ellas mediante la medición de la componente vertical del campo magnético terrestre, el relevamiento de perfiles para cálculo e interpretación de la anomalía por magnetometría, polarización inducida, resistividad y potenciales naturales, y mediciones de la susceptibilidad magnética de rocas.

Para ejecutar esas labores se contó con un magnetómetro de campo total marca GEOMETRICS, dos magnetómetros de componente vertical marca SHARPE, un equipo de P.I. y resistividad marca GEOTRONICS y un susceptímetro BISON.

Durante esas tareas se relevaron 545 km por magnetometría, nueve km por polarización inducida y resistividad y 1,125 km por potenciales naturales.

Fue de singular importancia el trabajo efectuado por el equipo de topógrafos, que tuvo a su cargo la señalización de 82 km de líneas directrices para la medición de anomalías, de 26 km de líneas de perfiles para mediciones de detalle y el relevamiento topográfico de 0,750 kilómetros cuadrados para interpretación de una anomalía.

SINTESIS DE LA GEOLOGIA REGIONAL

Unidades estratigráficas

Las rocas metamórficas constituyen el basamento en la comarca y se agrupan en dos unidades bien diferenciables por su grado de metamorfismo: el **Gneis Mina Gonzalito** (Ramos, 1975), integrado por gneises, micacitas, anfíbolitas y calizas cristalinas dolomíticas, y la **Ectinita El Jagüelito** (Ramos, 1975) compuesto por esquistos, hornfels, areniscas esquistosas, metacuarcitas, calizas cristalinas y anfíbolitas derivadas de rocas ígneas básicas. El contacto entre ambas unidades es tectónico.

La ausencia de restos fósiles en el **Gneis Mina Gonzalito** lleva a mantener un criterio conservador y considerarlo de edad precámbrica.

La **Ectinita El Jagüelito** contiene restos de braquiópodos linguloides (DEMAG, 1963, Braitsch, 1965) que les confieren edad eopaleozoica.

La primera unidad mencionada se encuentra intruida por el **Granito Tapera** (Ramos, 1975) el cual es considerado precámbrico por dicho autor dado su carácter sintectónico. La segunda entidad se halla penetrada por una intrusión post-tectónica que es la **Granodiorita Punta Sierra** (Núñez et al., 1975) de edad ordovícica media de acuerdo con dataciones radiométricas y según la escala de tiempo geológico de Odin (1982).

En discordancia angular sobre la **Ectinita El Jagüelito** y la **Granodiorita Punta Sierra** se apoyan conglomerados, areniscas y cuarcitas que conforman la **Formación Sierra Grande** (Müller, 1964) de edad silúrico-devónica inferior (?) portadora de *Clarkeia anti-siensis* (D'Orb.) y *Conularia quichua* Ulrich. Esta unidad es la que contiene los estratos ferríferos que se explotan en **Sierra Grande**.

Estas sedimentitas y las metamorfitas del basamento han sido intruidas por rocas graníticas neopaleozoicas que constituyen el **Granito Sierra Pailemán** (Stipanovic y Methol, 1972).

Discordantemente sobre la **Ectinita El Jagüelito** se hallan localmente areniscas, areniscas tobáceas y tobas de la **Formación El Refugio** (Zanettini, 1980) y con igual relación sobreyaciendo a la **Formación Sierra Grande** y al **Granito Sierra Pailemán** se ubican conglomerados, areniscas, areniscas tobáceas y calizas de la **Formación Puesto Piri** (Núñez et al., 1975). Ambas unidades son asignadas al Triásico medio a superior por Zanettini (op. cit.).

Las entidades señaladas se encuentran cubiertas en discordancia por un complejo volcánico-sedimentario que ocupa la mayor parte de la región. Son riolitas, tobas e ignimbritas riolíticas, con intercalaciones locales de sedimentitas lacustres, y stocks graníticos póstumos que integran la **Formación Marifil** (Malvicini y Llambías, 1974) de edad jurásica inferior a media en la comarca, de acuerdo con dataciones radiométricas y restos fósiles hallados en las intercalaciones sedimentarias (Núñez et al., 1975). Según Corbella (1973) la mineralización de fluorita de la región se encuentra genéticamente relacionada con los stocks graníticos.

Dispersos en la comarca se manifiestan varios afloramientos de la **Formación Roca**

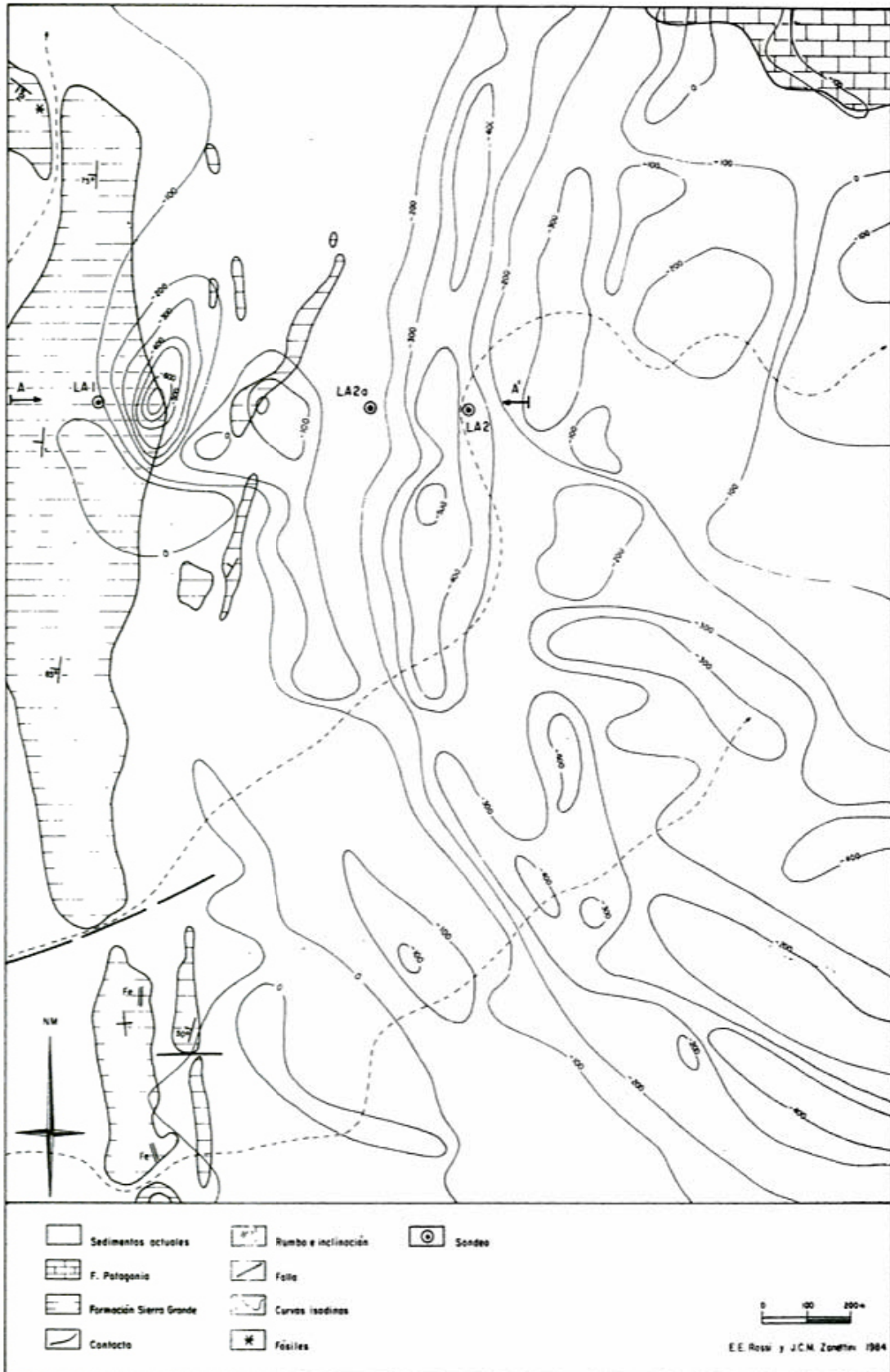


Figura 2

(Döering, 1882) compuesta por areniscas, limonitas, arcillitas y calizas, de edad mastrichtiana-daniana según registro paleontológico, que se apoyan en discordancia sobre las metamorfitas y la Formación Marifil.

En las zonas costera y sur de la comarca y en el arroyo Verde se encuentran pequeños afloramientos de areniscas y areniscas conglomerádicas que, sobreyacentes en discordancia sobre la Formación Marifil, representan a la Formación Salamanca (Ihering, 1903) de edad daniana según restos de troncos de gimnospermas.

En la mitad oriental de la región, sobre todo, se manifiesta la Formación Patagonia (Ameghino, 1894) asentada en discordancia sobre las entidades descritas y constituida por conglomerados, tobas, areniscas y calizas arenosas. Restos fósiles hallados por distintos investigadores y nosotros le confieren edad oligocena.

En el sector noroeste de la comarca se encuentran calizas, areniscas y tobas que integran la Formación Collón Curá (Roth, 1899), de edad miocena superior según registro fosilífero (Rosenman, 1972; Núñez et al., 1975), que cubre en discordancia a la Formación Roca.

Sobreyaciendo discordantemente a la anterior unidad se halla en el mismo sector el Basalto Coyocho (Groeber, 1946) constituido por basaltos olivínicos y tobas de edad pliocena superior o plio-pleistocena según Cortelezzi (1969).

Hacia el norte del arroyo Salado y al sur del arroyo Verde se presentan las mayores manifestaciones de la Formación Tehuelche o Rodados Patagónicos, que constituyen aluviones aterrazados integrados por gravas semiconsolidadas de edad pleistocena.

Los sedimentos de reciente y actual deposición son escombros de faldeo, arenas y acumulaciones lacustres y aluviales.

Estructura

Salvo en pocos casos, el reconocimiento de las estructuras locales y regionales se ha visto dificultado por la cobertura de sedimentos coluviales y aluviales que ocultan la mayor parte de los afloramientos. Solamente en las fotografías aéreas convencionales y satelitarias ha sido posible observar lineamientos que, por lo dicho, no son fáciles de corroborar en el terreno.

Las particularidades estructurales que presentan las unidades litológicas de la comarca se deben a la acción de varios movimientos tectónicos ocurridos desde el final del Precámbrico hasta el Terciario.

Las metamorfitas precámbricas y eopaleozoicas se encuentran intensamente plegadas, hecho que puede ser atribuido a la fase Tilcárica (Turner y Mendez, 1975) del ciclo Pampeano para las primeras y a la fase Oclóyica (Turner y Mendez, *op. cit.*) del ciclo Famatiniano para las segundas.

En ambas fases ocurrieron intrusiones graníticas de carácter sintectónico en el primer caso (Granito Tapera) y postectónico en el segundo (Granodiorita Punta Sierra).

Por otra parte a la fase Tilcárica se puede asignar un desarrollo de fracturas regionales que determinaron una primigenia estructura en bloques (Ramos, 1975).

La Formación Sierra Grande se halla plegada en anticlinales y sinclinales de amplitud variable, en algunos casos apretados, y rumbos noroeste a nor-nordeste. El origen de estas estructuras es asignable al ciclo Gondwánico aunque no es posible definir la fase, como así tampoco las fases del mismo ciclo que habrían dado lugar a una reactivación del fracturamiento y a la intrusión de magmatitas postectónicas neopaleozoicas (Ramos, 1975).

La inclinación que muestran las sedimentitas de las Formaciones Puesto Piris y El Refugio puede deberse a la fase Austrálica (Stipanovic y Rodrigo, 1970) del ciclo Patagónico.

Entre dicha fase y la Sanjörgica (Stipanovic y Rodrigo, *op. cit.*) se habrían reactivado nuevamente las fracturas fundamentales y con ello estarían asociadas las efusivas y las hipabisales de la Formación Marifil.

Las unidades litológicas del Cretácico hasta el Terciario medio no muestran plegamientos ni fallamientos, pero si relaciones discordantes que ponen de manifiesto movimientos epirogénicos en la región los cuales, de acuerdo con Charrier y Malumíán (1975), están en concordancia con los tecto-orogénicos ocurridos en la zona cordillerana durante el ciclo Andico.

Siguiendo a dichos autores, el volcanismo de fines del Terciario y principios del Cuaternario está relacionado con un proceso tensional del ciclo mencionado, proceso que actualmente continúa en desarrollo.

ÁREAS GEOFÍSICAS ANOMALAS

El análisis de las cartas aeromagnéticas permitió diferenciar 17 áreas de anomalía (figura 1) sobre la base de considerar como anómalos los valores de campo residual superiores a las 100 gamas y teniendo en cuenta también la forma, tamaño y gradiente de ellas.

Los trabajos magnetométricos de ubicación y delimitación de las mismas en el terreno llevaron a establecer prioridades de estudio que contemplaron la consideración de áreas piloto, de cuyos resultados dependió la ejecución de más tareas en áreas de similar geología.

Fue así que se estudiaron en detalle solamente ocho anomalías y de ellas se dio prioridad a la N° 5 Loma Alfaro teniendo en consideración su situación parcial sobre sedimentitas de la Formación Sierra Grande.

Para la evaluación de las anomalías reconocidas se utilizaron fórmulas desarrolladas en textos tradicionales sobre geofísica aplicada, parcialmente modificadas por uno de los autores para su aplicación en las anomalías observadas (Rossi, 1949; 1951; 1963). En la figura 3 constan los cortes transversales de los modelos geológicos supuestos para las fórmulas aplicadas que son:

$$1) Z = \frac{Z_0 d}{X^2 + d^2} (d + X \operatorname{tg} \alpha)$$

Donde:

Z_0 : es el valor de la componente vertical para $X = 0$,

d : es la profundidad del extremo del cuerpo,

X : es la distancia al origen de coordenadas,

α : es el ángulo con que el vector magnetización atraviesa el cuerpo.

$$2) Z = 2I \operatorname{arctg} \frac{P - x}{d} \operatorname{arctg} \frac{x}{d}$$

Donde,

I : es la intensidad de magnetización,

P : es la potencia del cuerpo,

x y d : tienen el mismo significado que en el caso anterior.

Los detalles de su aplicación no se exponen aquí por cuanto el presente es sólo un resumen del trabajo original.

Se tuvo en cuenta además, como modelo, el estudio magnetométrico de detalle realizado por Törnquist (1959) en los yacimientos ferríferos Sur y Este de Sierra Grande.

A modo de ejemplo más adelante exponemos la situación en el área N° 5.

METODOLOGIA DE TRABAJO

El método de trabajo utilizado para el

estudio de cada área anómala fue el siguiente:

a) Ubicación en el terreno y delimitación del área anómala por geofísica y, al mismo tiempo, geología expeditiva.

El área anómala fue previamente situada en fotografías aéreas convencionales a partir del registro fotográfico tomado durante el vuelo aeromagnético.

b) Trazado de líneas directrices para mediciones magnetométricas.

Dichas líneas fueron orientadas al norte y separadas de 500 a 1.500 m entre sí, de acuerdo con el caso, colocándose estacas cada 100 metros.

c) Medición de la anomalía magnética y, a la vez, levantamiento geológico definitivo.

Apoyándose en las estacas de las líneas directrices, señalizadas con banderolas, se tomaron valores magnéticos (componente vertical del CMT) cada 25 m sobre líneas perpendiculares a las anteriores. Los puntos de observación se señalaron cada 100 m, lo cual también sirvió de apoyo para el relevamiento geológico.

A los valores obtenidos se aplicaron las correcciones por variación regional, variación diurna y corrección base y luego se representaron en perfiles para seleccionar los perfiles de cálculo, confeccionándose además los planos de curvas isodinas.

d) Trazado de líneas de perfil para el cálculo e interpretación de la anomalía.

Estos perfiles fueron señalizados cada 25 m y se situaron en los lugares en que la anomalía era más interesante en cuanto a forma, tamaño, profundidad, etc.

e) Mediciones magnetométricas de detalle y por otros métodos geofísicos para el cálculo e interpretación de la anomalía.

Las mediciones de la componente vertical del CMT se hicieron de ida y vuelta sobre las líneas de perfil y las lecturas se espaciaron entre un metro y 12,5 m, de acuerdo a la ubicación del punto con respecto a la anomalía.

Para las mediciones del gradiente vertical de la componente vertical del campo magnético se utilizó una escalera amagnética de seis metros de longitud mediante la cual se logró una lectura a 5,50 m de altura además de la obtenida sobre el punto en superficie. Estas mediciones de gradiente vertical se efectuaron cada 0,50 m a un metro dentro de la zona de mayor interés de la anomalía.

f) Aplicación de otros métodos geofísicos.

En varias áreas se aplicó el método de polarización inducida y resistividades, que en algunos casos brindó una correlación de sus resultados con los magnéticos confirmando a estos últimos.

Se trabajó con la disposición eléctrica dipolo-dipolo, utilizándose las frecuencias de 0,3 y 3 Hz, y se midió hasta cuarta separación. Las distancias dipolares utilizadas fueron de 100, 50 y 25 m, de acuerdo con el área a prospectar.

La medición de potenciales naturales se llevó a cabo en un área, pero al no presentar correlación con las anomalías magnéticas se dejó de utilizar este método.

g) Interpretación geológico-geofísica de la anomalía.

h) Perforaciones de comprobación.

AREA Nº 5 LOMA ALFARO

El área anómala Nº 5 se ubica 11 km al este-nordeste de Sierra Grande, en lo que se conoce como Loma Alfaro, y cubre una superficie de 12,5 km².

En ella se hallaron dos anomalías (figura 2) situadas sobre la Formación Sierra Grande (A) y la Ectinita El Jagüelito (B), sobre las cuales se realizaron tres perforaciones para comprobarlas.

Geología

Aflora en su sector oeste la Formación Sierra Grande y el resto de la zona está cubierta por sedimentos cuaternarios y esporádicas manifestaciones de calcáreos de la Formación Patagonia; subyacente a estas unidades se ha comprobado por perforaciones la presencia de epimetamorfitas de la Ectinita El Jagüelito.

La Ectinita El Jagüelito está compuesta por esquistos biotíticos y cuarzo-biotíticos, cuarcitas, areniscas y anfibolitas derivadas de ígneas básicas, de colores grises en general. Localmente (anomalía B) están atravesadas por venillas de cuarzo y piritita y las anfibolitas contienen también piritita disseminada; pequeños diques graníticos cortan a estas rocas, las cuales presentan silicificación y turmalinización generalizadas de probable origen neumatolítico.

La Formación Sierra Grande se presenta con su Miembro San Carlos (Zanettini, 1981) el cual consta de tres secciones. La primera se integra con cuarcitas blanco grisáceas localmente conglomerádicas y areniscas de grano mediano de igual color. La segunda sección es una alternancia de areniscas, limolitas y cuarcitas de colores rojizos, ocre y grises, con amplio predominio de las areniscas; esta sección local-

mente presenta venas de cuarzo blanco lechoso atravesando a la estratificación y se acuña estratigráficamente hacia el norte y el sur. La tercera sección se constituye con cuarcitas color gris con algunas intercalaciones lenticulares de areniscas cuarcíticas laminadas y con estratificación delgada.

La unidad presenta en general estratificación cruzada y se hallaron cruzianas en la tercera sección.

Dentro de la segunda sección y en el extremo sudoeste del área aflora un estrato ferrífero (hematita oolítica) de 30-40 cm de espesor y forma lenticular; el tenor de hierro es del orden del 54 % (Zöllner, 1951) pero dado su escaso espesor carece de importancia económica.

En la misma sección se determinó, por la perforación LA 1, la presencia de dos estratos magnéticos, probablemente lenticulares (anomalía A), de 70 cm de espesor cada uno separados por 20 m de sedimentitas estériles; sus leyes son de 48 % y 44 % de hierro respectivamente.

A partir del estrato de mena superior y hacia profundidad se encuentran venillas de piritita y clorita que agregadas a la alteración y piritización de la Ectinita El Jagüelito, los diques graníticos y las venas de cuarzo sugieren la presencia de un cuerpo magmático relativamente profundo causante de esos fenómenos de contacto.

Los estratos ferríferos están compuestos por magnetita en cristales idiomorfos que forman agregados relativamente compactos. Magnetita hipogénica reemplaza parcialmente a la magnetita y en casos está como anillos alrededor de los cristales; se hallan también pseudomorfos conservando relictos de magnetita. Magnetita porfirítica se observa además como producto de recristalización.

La magnetita recristalizada como así también la martitización puede deberse a efectos metamórficos ocasionados por el posible cuerpo magmático. Pero creemos que la magnetita es el mineral primario depositado por concentración residual en una antigua playa o bien ella precipitó a baja temperatura en un ambiente marino litoral algo anaeróbico como sugiere James (1954).

Magnetometría

El plano de curvas isodinas (figura 2), surgido de los valores magnéticos corregidos obtenidos en el área, presenta variaciones magnéticas dentro de las cuales se destacan dos anomalías: A (Formación Sierra Grande) y B (Ectinita El Jagüelito).

Dicho plano sugirió la forma y extensión horizontal de ellas. La primera, bien defini-

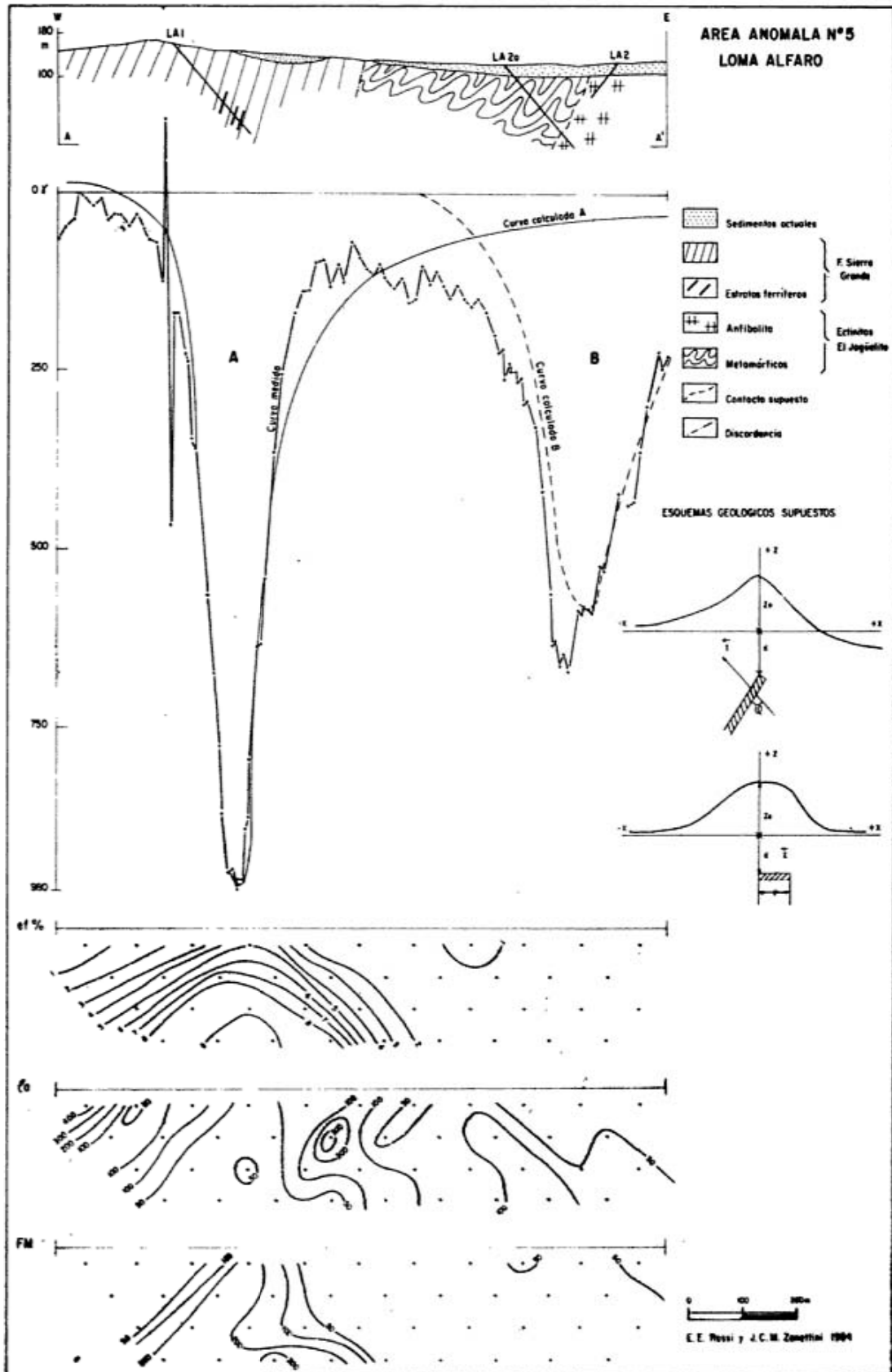


Figura 3

da, era probablemente producida por un cuerpo cuya forma en planta es lenticular, con elevado grado de inclinación al oeste. La segunda, más extensa y con marcada continuidad, se manifiesta con una irregularidad que se acentúa hacia el sur donde su rumbo cambia paulatinamente hacia el sudeste; ella podía estar ocasionada por cuerpos lenticulares verticales de distinta naturaleza que la roca encajante o por contenidos irregulares lentiformes de mineral magnético en la roca de campo, produciendo un efecto similar al de una veta.

Las afirmaciones anteriores están basadas en anomalías magnéticas y tienen valor sólo hasta la profundidad cierta de detección del fenómeno que representan. Por lo tanto si se observan las anomalías se verá que no aparece un polo de signo contrario. Esto es una fuerte evidencia que una parte desconocida del cuerpo escapa a la detección por magnetometría, en consecuencia el carácter lenticular de la anomalía sólo se puede aplicar con propiedad a la parte superior del cuerpo geológico. Lo mismo se puede decir de la potencia.

Sobre el perfil AA' se efectuaron las mediciones de detalle de la componente vertical (Z) del campo magnético terrestre. La representación gráfica de los valores logrados (figura 3) mostró el carácter negativo de ambas anomalías.

Comparando este resultado con los perfiles magnetométricos de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande (Törnquist, op. cit.) y con un perfil patrón realizado sobre afloramientos de estratos ferríferos en el extremo sudoeste del área (figura 2), donde las anomalías son de signo positivo, se dedujo que el valor negativo de las anomalías A y B se debe, probablemente, a que la magnetita tenga un intenso magnetismo remanente y esté polarizada en sentido inverso debido a una posición contraria a la actual del campo magnético terrestre en el tiempo de formación de dicho mineral.

Ambas anomalías se analizaron utilizando esquemas geológicos supuestos (figura 3) y mediante la aplicación de fórmulas convencionales se dedujo que:

a) La anomalía A era provocada por un cuerpo de sección horizontal lentiforme, situado su extremo superior a 60 m de profundidad (d), con una potencia aproximada (P) de dos metros y con una magnetización (I) intensa correspondiente a un alto contenido de magnetita.

b) La anomalía B era ocasionada por un cuerpo de distinta naturaleza que A (la curva medida muestra más irregularidades), situado a 50 m de profundidad, con una potencia aproximada de 13 m y con débil

intensidad de magnetización que indicaría pequeños porcentajes de magnetita.

La magnetita no es el único mineral magnético. Por el contrario son varios los que tienen esta propiedad, entre ellos la hematita y la pirrotina. Como la susceptibilidad de estos últimos es muy inferior a la de la magnetita, cuando hablamos de pequeños porcentajes de magnetita, en relación con otras anomalías de la región, hay que tener presente que ello equivale a altos porcentajes de minerales de menor susceptibilidad, los cuales pueden estar presentes y por lo tanto se hace conveniente su verificación.

Polarización inducida y resistividad

Con el fin de corroborar los resultados magnetométricos el perfil AA' fue además relevado por polarización inducida y resistividad, utilizándose una distancia dipolar de 100 m y midiéndose hasta cuarta separación.

En la figura 3 se observa una anomalía coincidente con la anomalía magnética A, que corresponde a la forma de un dique casi vertical. Los mayores valores de efecto de frecuencia (ef %) se corresponden con bajas resistividades (ρ_a) y valores elevados de factor metálico (FM), todo lo cual configurará una buena situación para la existencia de mineralización.

El resto del perfil no muestra anomalías y así la anomalía magnética B no fue confirmada por este otro método geofísico. En el sector donde ella debiera hallarse se observan bajas resistividades que indicarían la presencia de agua salada no muy profunda y ésta haría de pantalla para obtener información.

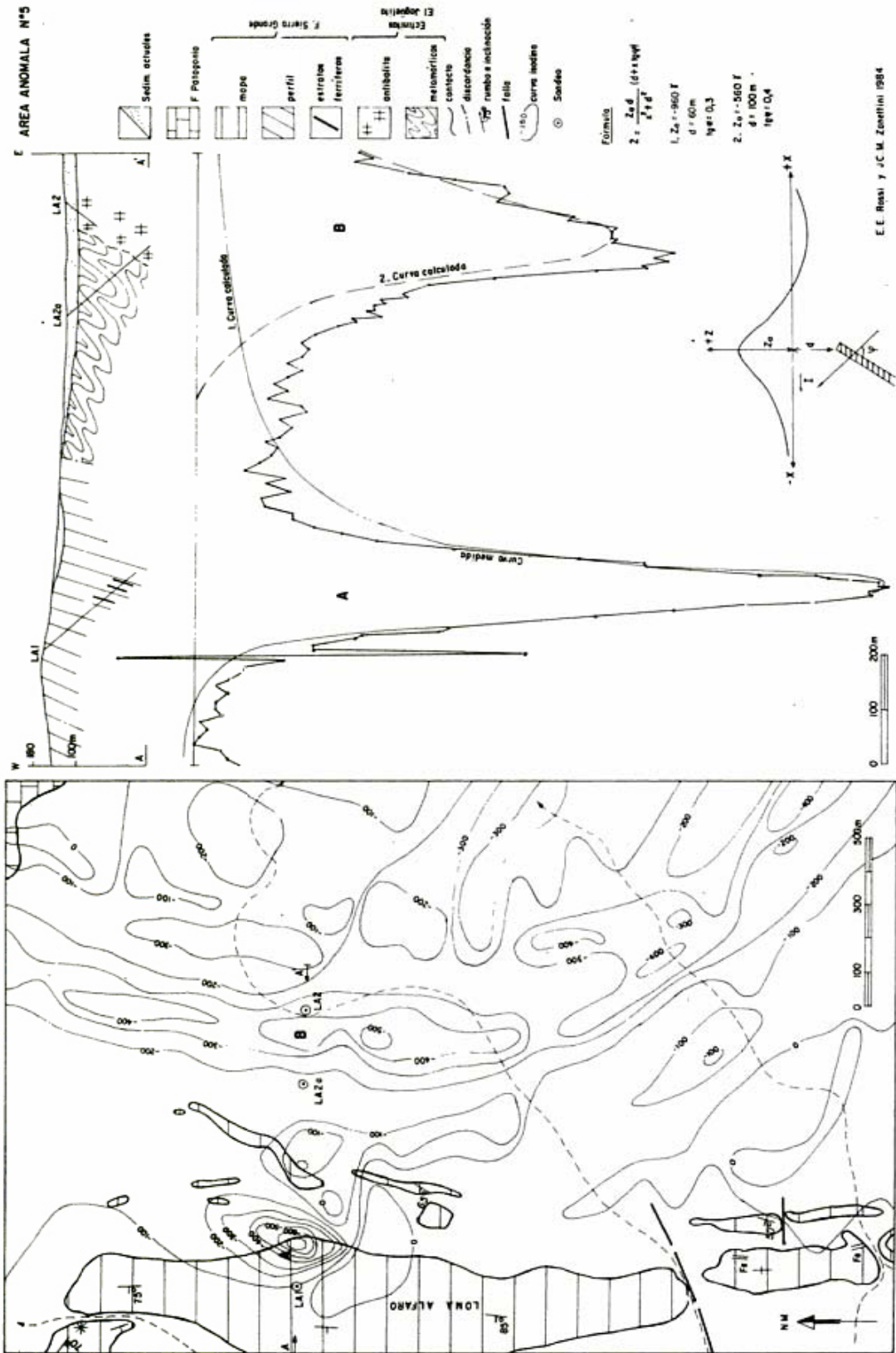
Perforaciones para comprobación

Con el objeto de comprobar la calidad de los cuerpos ocasionantes de las anomalías magnéticas se efectuaron tres perforaciones inclinadas, una en la anomalía A (LA 1) y dos en la anomalía B (LA 2) y LA 2a).

El sondeo LA 1 reveló que la anomalía A es provocada por cuatro estratos magnéticos: dos de 70 cm de espesor separados por 20 m de estéril y dos de 10 cm de potencia separados por un metro de estéril y situados a ocho metros de los anteriores (figura 3).

Teniendo en cuenta que los cálculos para la interpretación se hacen sobre una anomalía que es la suma de las anomalías producidas por cada uno de estos cuerpos, el resultado de los cálculos concuerda con lo hallado.

E AREA ANOMALA N°5



E.E. Rossi y J.C.M. Zanetti 1984

Los sondeos LA 2 y LA 2a pusieron de manifiesto, como causante de la anomalía B, un cuerpo de anfibolita con un bajo porcentaje de magnetita diseminada. Además corroboraron lo supuesto a partir del estudio de polarización inducida y resistividad: la presencia de una napa de agua salada en la cubierta sedimentaria cuartaria que no permitió detectar el cuerpo por ese método.

OTRAS AREAS

Las restantes áreas anómalas estudiadas en detalle y que fueron consideradas como piloto, no revistieron mayor interés en sus resultados finales, los cuales son también aplicables a sus geológicamente homólogas.

Las áreas números 3, 11 y 15 se sitúan donde aflora la Formación Marifil, constituida por pórfidos riolíticos de colores rosados, pardos y grises dispuestos como coladas mantiformes entre las que se intercalan tobas riolíticas.

Se descartaron también sus similares números 1, 10, 16 y 17.

En el área N° 6 si bien la mayor parte está ocupada por calcáreos y conglomerados calcáreos fosilíferos de la Formación Patagonia, se infiere subyacente a ellos rocas de la Formación Marifil.

Las áreas piloto número 7 y 12 corresponden a anomalías sobre rocas metamórficas. En la primera es un cuerpo anfibólico de regulares dimensiones con alteración hidrotermal propilitica que se halla englobado en una masa de roca granítica correspondiente al Granito Sierra Pailemán.

En la segunda se infieren rocas metamórficas subyacentes a una cubierta de sedimentos holocenos y conglomerados de la Formación Patagonia.

Las áreas números 4, 9, 13 y 14 son de similar geología y no requirieron otros trabajos.

Otra área constituida por la Ectinita El Jagüelito es la N° 8; las metamorfitas contienen cristales de magnetita diseminados y están intruidas por diques de pórfido andesítico propilitizado y parcialmente cubiertas por pórfidos riolíticos de la Formación Marifil.

CONCLUSIONES

El relevamiento aeromagnético puso en evidencia numerosas anomalías cuya forma no quedó bien definida. Ante la imposibilidad de estudiarlas a todas en detalle, se eligió cierta cantidad teniendo en cuenta características de interés.

La gran mayoría de las anomalías magnéticas investigadas en la comarca se ubican sobre metamorfitas precámbricas y eopaleozoicas y riolitas mesozoicas. Además de la correspondiente a los yacimientos ferríferos de Sierra Grande, solamente una anomalía se detectó sobre sedimentitas siluro-devónicas de la Formación Sierra Grande.

En los casos de las rocas metamórficas y efusivas las anomalías son descartables por carecer de interés económico; la contención de minerales magnéticos como accesorios en la masa de roca o en planos de esquistosidad es normal para dichos tipos litológicos y un aumento local en el contenido, aunque no económico, puede provocar la anomalía.

En el caso de sedimentitas (Área N° 5 Loma Alfaro), por perforaciones se han comprobado estratos portadores de magnetita, pero su probable forma lenticular y escaso espesor, sobre todo, no permiten una explotación redituable.

Del relevamiento geológico de los afloramientos de la Formación Sierra Grande, tanto en la localidad homónima como en nuevas manifestaciones halladas en el sudoeste de la comarca, surge que solamente es posible esperar estratos ferríferos y, en consecuencia, contenidos económicos de mineral de hierro dentro del perímetro de su ya conocida cuenca.

De la experiencia obtenida se puede decir que el relevamiento aeromagnético, con una densidad de determinaciones como la utilizada en Sierra Grande, resulta útil para la búsqueda y estudio de anomalías extensas. En cambio, para anomalías pequeñas su utilidad se reduce a la de una herramienta para la prospección rápida y detección de la anomalía, siendo necesario un relevamiento terrestre de detalle para definir su forma y demás características.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación de este trabajo y a los Lic. Juan Carlos Sabalúa y Franklin S. Roberts por su colaboración en las tareas de campo; nuestro reconocimiento también a la Lic. Graciela Santamaría por los estudios petrográficos y a los Dres. Sergio Archangelsky y E. Rossi del Cerro de García por las determinaciones de restos fósiles.

Lista de trabajos citados en el texto

- AMEGHINO, F., 1894. Enumerática synoptique des especes de mamíferos fossiles des formations éocenes de Patagonia. *Bol. Acad. Nac. Cienc., Córdoba*.
- BRAITSCH, von O., 1965. Das Paläozoikum von Sierra Grande (provincia Río Negro, Argentinien) und die altkaledonische faltung in östlichen andenvorland. *Sonderd. Geol. Rundsch., 54: 698-714, Stuttgart*.
- CORBELLA, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipo-abisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (provincia de Río Negro) y su posible importancia metalogenética. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVIII (4): 353-363, Buenos Aires*.
- CORTELEZZI, C. R., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. *IV^o Jorn. Geol. Arg., Actas II: 95-100, Buenos Aires*.
- CHARRIER, R. y N. MALUMIAN, 1975. Orogénesis y epigénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (2): 193-207, Buenos Aires*.
- DEMAG, 1963. Estudio geológico de los yacimientos Sur, Este y Norte de Sierra Grande, Río Negro, Argentina. Duisburg (traducción de MISIPA S.A.G.A.) HIPASAM, (inéd.), Sierra Grande.
- DOERING, A., 1882. Informe oficial de la comisión científica agregada al estado mayor general de la expedición al Río Negro (Patagonia). III, *Geología, Buenos Aires*.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.1. Hoja Chos Malal. *Soc. Geol. Arg., Rev., II, Buenos Aires*.
- IHERING, H., 1903. Les brachiopodes tertiaires de Patagonie. *An. Mus. Nac. Bs. As., II, Buenos Aires*.
- JAMES, H. L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol., 49: 235-293, Lawrence*.
- MALVICINI, L. y E. LLAMBIAS, 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia de Chubut. *V^o Congr. Geol. Arg., Actas II: 185-202, Buenos Aires*.
- MULLER, von H., 1965. Zur altersfrage der eisernez-lagerstätte Sierra Grande, Río Negro, in Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde. *Sonderd. Geol. Rundsch., 54: 715-732, Stuttgart*.
- NUÑEZ, E., E. W. de BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. *II^o Congr. Iberoamer. Geol. Econ., Actas, IV: 247-266, Buenos Aires*.
- ODIN, G. S., 1982. Phanerozoic Time Scale Revisited. *Episodes, N^o 3, Ottawa*.
- RAMOS, V. A., 1975. Geología del sector oriental del macizo nordpatagónico. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 274-285, Buenos Aires*.
- ROSENMAN, H., 1972. Geología de la región del Arroyo Los Berros (vertiente oriental de la Meseta de Somuncurá), provincia de Río Negro. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 117-137, Buenos Aires*.
- ROSSI, E. E., 1949. Prospección magnetométrica de los yacimientos de mineral de hierro de Sierra Grande, Río Negro. *Dir. Gen. Fab. Mil., (inéd.), Buenos Aires*.
- _____, 1951. Relevamiento magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Sierra Grande, Río Negro. *Dir. Nac. Min., (inéd.), Buenos Aires*.
- _____, 1963. Estudio de anomalías en el campo magnético terrestre al norte del cerro Intihuasi, San Luis. *Univ. Nac. Cuyo, Fac. de Cienc., (inéd.), San Luis*.
- ROTH, S., 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de Río Negro y Neuquén. *Rev. Mus. La Plata, IV, 141-197, La Plata*.
- STIPANICIC, P. N. y E. J. METHOL, 1972. Macizo de Somuncurá, en Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. Cienc., 581-599, Córdoba*.
- _____, y F. RODRIGO, 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. *IV^o Jorn. Geol. Arg., Actas, II, Buenos Aires*.
- TORNQUIST, S. G., 1959. Informe sobre el relevamiento magnetométrico en Sierra Grande, provincia de Río Negro, Argentina. *Dir. Gen. Fabr. Mil., (inéd.), Buenos Aires*.
- TURNER, J. C. M. y V. MENDEZ, 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina. *Bol. Acad. Nac. Cienc., LI (1-2), Córdoba*.
- YOUNG, A. A. y C. M. PATERLINI, 1976. Relevamiento aeromagnético Sierra Grande-Valcheta. *Serv. Hidrog. Naval (Div. Geof.), (inéd.), Buenos Aires*.
- ZANETTINI, J. C. M., 1980. Sedimentitas triásicas al sur de Sierra Grande, (provincias de Río Negro y Chubut). *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (3): 301-307, Buenos Aires*.
- _____, 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (2): 160-179, Buenos Aires*.
- _____, E. E. ROSSI y R. CURCIO, 1979. Prospección Geológica-geofísica de mineral de hierro, zona Valcheta-Sierra Grande sector Sierra Grande, provincias de Río Negro-Chubut. *Dir. Gral. Fabr. Mil. (inéd.), Mendoza*.
- ZOLLNER, W., 1951. Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. *Dir. Nac. Min. (inéd.), Buenos Aires*.

Recibido: 9 de mayo, 1984

Aceptado: 18 de julio, 1986

ERNESTO E. ROSSI

Universidad Nacional de San Luis.
Lavalle 1189, 5700, San Luis

JUAN CARLOS M. ZANETTINI
Dirección General de Fabricaciones
Militares
Centro de Exploración Geológico-Minera
Casilla de Correo 160, 5500 - Mendoza

CORRELACION ENTRE GEOFORMAS SUPERFICIALES Y OBSERVACIONES GEOFISICAS EN LA BAHIA ANEGADA, BUENOS AIRES

R. E. NICOLAS, J. KOSTADINOFF Y R. SCHILLIZZI

Resumen

Dos de las geoformas que afectan las prospecciones geofísicas, en el área de Bahía Anegada, son los cordones de grava y barrancas litorales. La identificación de las formas, se realizó con fotografías aéreas, efectuándose sobre las mismas, mediciones de gravedad y magnetismo. Para la detección de las anomalías se tuvo en cuenta la litología como factor de alteración de los métodos potenciales.

Las espigas de grava mostraron ser perturbadoras del campo magnético terrestre, aunque en la gravedad no se detectaron anomalías de gran amplitud.

Las barrancas litorales de esta bahía, inducen cambios en la magnitud del campo magnético terrestre, similares a los cordones de grava, debido al contenido de material pesado de la Formación Río Negro.

Los aspectos de la alteración del campo gravitacional terrestre que manifiestan los perfiles de las barrancas, es interpretado como debido a la existencia de una posible falla.

Abstract

The geophysical prospection in Bahía Anegada is affected by two geoforms: These are gravel ridges and littoral scarpments.

It was considered in order to detect anomalies that litology disturbs the potencial methods. It was proved that gravel spits disturb the earth magnetic field, although the gravimetric measurements did not show anomalies of great amplitude.

The littoral scarpments change the values of the earth magnetic field because of its heavy mineral contents of the Río Negro Formation.

From the fact that earth gravity field changes its magnitude in the scarpment's logs it was interpreted a possible fault.

Introducción

Este trabajo, presenta una descripción de la geomorfología del área de la Bahía Anegada, provincia de Buenos Aires, para que resulte de utilidad en la prospección geofísica. La eliminación de la influencia de geoformas superficiales, en especial en las mediciones gravimétricas y magnéticas, resalta la posible evidencia de rasgos geológicos profundos, aumentando de esta manera la eficacia de los métodos potenciales.

Se contó con el apoyo de la cartografía del Instituto Geográfico Militar (I.G.M.) y de fotografías aéreas del Servicio de Hidrografía Naval (S.H.N.), que permitieron seleccionar geoformas, que perturbaran las mediciones geofísicas.

Los rasgos geológicos más notables en la zona en estudio, son las espigas de grava y las barrancas litorales cercanas al balneario Los Pocitos.

El presente trabajo, comprende una descripción del ambiente geológico, y los resultados de estudios gravi-magnetométricos de detalle, los cuales sirvieron de base para la construcción de los modelos geológicos propuestos.

Los resultados obtenidos están basados en la confección de seis perfiles con los métodos de gravedad y magnetismo.

Antecedentes

Dentro de los primeros trabajos realizados en el área, está el de Withe (1916),

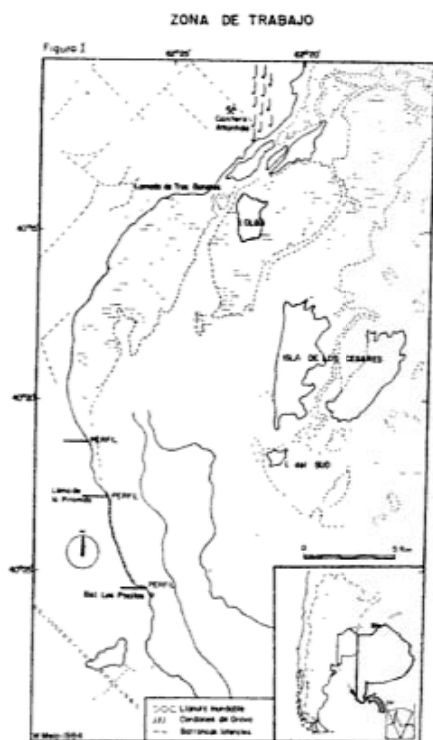


Figura 1: Zona de trabajo.

quien realizó el relevamiento geológico de la Isla Jabalí y sus alrededores, excluyendo la zona de nuestro estudio, si bien presentó las características generales de la región.

En estudios posteriores, Groeber (1947 y 1949), realizó un análisis de la distribución de los depósitos del Cuaternario de la provincia de Buenos Aires, incluyendo en el mismo a la península Verde y la bahía San Blas.

Frenguelli (1950) en un trabajo sobre rasgos geológicos de la región estudió la zona ubicada entre los ríos Colorado y Negro, con especial énfasis en la descripción geomorfológica y estratigráfica.

Teruggi (1964), Cortelezzi et al. (1965a y 1965b) y Cortelezzi y Dillon (1974) estudiaron las arenas de playa y la génesis de los Rodados Patagónicos, respectivamente.

Se debe mencionar que uno de los primeros trabajos con base geofísica y perfilarjes de pozos, se debe a Kaasschieter (1965), al que le siguen los trabajos de Zambrano (1972) y Lesta et al. (1978) quienes realizaron descripciones pormenorizadas de la Cuenca del Colorado.

Trabajos más específicos al sector en estudio, se asignan a Weiler (1978 y 1983) y a Codignotto y Weiler (1980), quienes describen los cordones de grava y el ambiente sedimentario en que se encuentran.

Ubicación geográfica

Al sur de la provincia de Buenos Aires

se ubica la zona denominada Bahía Anegada (figura 1) comprendida entre los paralelos $40^{\circ}10'$ y $40^{\circ}30'$ de latitud sur y los meridianos de $62^{\circ}15'$ y $62^{\circ}30'$ de longitud oeste.

El sector comprende el litoral de las lomadas de Tres Bonetes y el balneario Los Pocitos, agregándose las islas Olga y de los Césares. La primera ocupa la porción noreste de la bahía, mientras que las restantes se ubican en la porción centro-este. El desarrollo del conjunto insular es predominantemente de norte a sur.

Geomorfología

El relieve del área se caracteriza por ser mesetiforme, con alturas variables entre 15 y 20 metros, interrumpidas por barrancas y cordones de gravas de escasa altura, que se orientan preferentemente con rumbo norte a sur.

Además, debe destacarse que la zona se halla cubierta casi un 70 % por el mar, con profundidades que no superan los 10 metros en especial en los sectores de canales de marea.

Durante la bajamar quedan al descubierto amplios sectores de escaso relieve, surcados por una densa red de canales meandrosos, que fluyen hacia unos pocos canales colectores mayores, portadores de importantes caudales durante los flujos y reflujos de marea.

El acceso al área inundable es difícil, debido a la escasa consistencia de los sedimentos allí depositados, que son del tipo limo-arcilloso, limitándose a la circulación de embarcaciones de poco calado.

En los sitios donde hay fangales y cangrejales, el limo forma un plano subhorizontal, recorrido por canales de pocos metros de ancho, mientras que en la zona de rompiente es frecuente encontrar acumulaciones de arena limosa con irregular contenido de grava en una franja de 2 a 5 metros de ancho.

El desarrollo de médanos vivos es menos marcado que en el resto del litoral bonaerense debido a la relativa abundancia de sedimentos finos, los cuales no son propicios para la formación de estas geoformas.

En el área continental, son distinguibles en base a la vegetación, dos sectores: el cultivado y el área de monte, dentro de este último, resultan más fácilmente reconocibles las geoformas presentes, mientras que en la primera deben inferirse en base a variaciones de tonalidad en la vegetación, posiblemente debidas a permeabilidades y litologías diferenciales, que afectan el desarrollo de las mismas.

Entre las geoformas más notables reco-



Figura 2: Zona litoral.

nocibles en esta porción (figura 2) se encuentra una espiga de grava, de orientación norte-sur, con una longitud de 3300 m y ancho máximo en su límite sur de 800 metros.

La curvatura en el rumbo de las crestas de los cordones, indican una dirección de avance original hacia el sur, como ha sido ya establecido por Codignotto y Weiler (op. cit.: 41). Los límites norte y sur son abruptos, indicativos de una anterior continuidad en ambas direcciones, previa a la remoción de su parte austral, causada por la acción del mar, el cual redistribuyó los rodados a lo largo de la costa actual.

Teruggi (op. cit.), vincula los depósitos de grava con una fase regresiva querandínense del Holoceno.

Hacia el oeste de la espiga mencionada se distinguen claramente dos cordones de grava con rumbo predominante norte-sur separados entre sí por una distancia que oscila entre 200 y 800 m. En estos cordones se encuentra inactiva la Cantera Atlántida. La presencia de niveles ricos en conchillas marinas finamente trituradas y mezcladas con rodados de menor tamaño que en el resto de los niveles, como se observa en la cantera, indicaría un origen marino de estos cordones (Fidalgo, 1970) quien las excluye de los Rodados Patagónicos. Se puede inferir que estos rodados fueron erosionados de sus niveles antiguos de deposición, transportados y redepositados en un ambiente marino de alta energía.

Con rumbo norte-sur y un desnivel medio de 2 a 5 metros, se encuentra una barranca, asociada a erosión marina costera en fase regresiva. Esta geofoma se encuentra

ubicada hacia el oeste de los cordones anteriormente descritos. Sobre la línea de costa, en la base de la barranca aflora una arenisca cuyas características texturales y estructurales, permiten homologarla a la Formación Río Negro; ella se extiende sobre una angosta terraza erosiva, que no excede los 100 metros de ancho.

Superpuesto al nivel anterior, se observa la presencia de capas arenosas masivas, que, continúan en un nivel arcilloso de color pardo rosado y es coronado por un manto de tosca que no supera el metro de espesor. De acuerdo a Teruggi et al. (op. cit.) correspondería también a la Formación Río Negro.

Junto a la resaca de marea es frecuente encontrar acumulaciones de conchillas de moluscos trituradas, que derivan a lo largo de la playa, cuyo origen probable se halla en la erosión de niveles ricos en conchilla ubicados en el área del delta del Colorado.

De acuerdo a observaciones realizadas al norte del área en estudio en la Cantera Villalonga, probable continuación septentrional de la espiga oriental, pudo determinarse una estructura sedimentaria de capas buzantes hacia el este y con rumbo paralelo a la espiga.

Es notable una variación vertical relativamente cíclica del tamaño de los rodados entre 2 y 8 centímetros que denota variaciones de energía del agente de transporte y acumulación.

Los suelos, en parte afectados por labores agrarias, son arenosos y con escasa proporción de rodados esparcidos. Estos poseen características litológicas similares a los hallados en los cordones, aunque de menor tamaño.

Las arenas componentes del suelo tienen, posiblemente, su origen en la remoción eólica de la porción superior de la Formación Río Negro.

Zona balneario Los Pocitos

La morfología costera en la zona próxima al balneario Los Pocitos, muestra una alternancia de barrancas y playas de suave declive. Las primeras deben probablemente su origen a la presencia de la Formación Río Negro.

El perfil esquemático observado, es el siguiente (figura 3).

0,00-8,00 m. Arenisca gris azulada, medianamente gruesa, moderadamente bien seleccionada, con estratificación entrecruzada, con escasos bancos intercalados de arcilitas.

8,00-10,00 m. Arenisca gris azulada me-

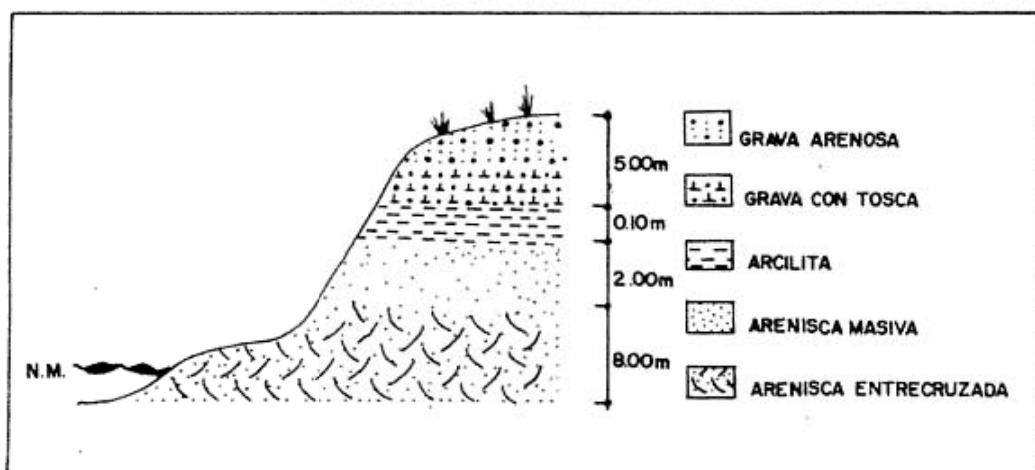


Figura 3

dianamente gruesa a fina masiva, en el techo muestra un estrato de 0,10 metros de espesor, de arcillita masiva de color rosado.

10,00-15,00 m. Grava arenosa parcialmente cementada por carbonato de calcio, que hacia la parte superior es coronada por grava arenosa suelta.

Isla Olga

Se encuentra la Isla Olga (figura 4) comprendida en la Bahía Anegada. Su forma es subrectangular, con relieve moderadamente ondulado, con las costas norte y este bajas y transicionales hacia la llanura de marea, mientras que las sur y oeste son de fuerte pendiente y con un quiebre neto hacia la llanura inundable.

Sus geoformas se han dividido en dos zonas bien diferenciadas y limitadas por una línea de orientación noroeste, constituida por un cordón de grava "A" (figura 4).

La zona noreste es llana y baja, sólo interrumpida por la presencia de médanos en forma elongada y vegetados por gramíneas de rumbo este-oeste y el sotavento o dirección de avance hacia el sur.

El flanco noroeste se halla limitado por cordones de grava de espesor menor de un metro, interrumpidos por la presencia de entradas de mar de más de 300 metros, las que dejan tres niveles por encima del correspondiente al de la actual llanura de marea (figura 5).

En la zona sudeste es posible distinguir cuatro grupos de cordones diferenciados entre sí por las formas que lo componen, ya que su granulometría y litología no presentan variaciones significativas. El conjunto se caracteriza por la presencia de clastos

de basalto, porfiritas, etc. Una detallada descripción se realiza en el cuadro de susceptibilidades magnéticas.

En el grupo I (figura 4) existen cordones curvos de escaso relieve en parte reconocibles por variaciones de vegetación. El rumbo varía desde 218° en su extremo nordeste a 280° en el flanco oeste de la isla. Este sector correspondería a la prolongación sur de la espiga oriental (figura 2). Sobre el extremo sudeste de la zona es posible observar un escaso desarrollo de estos cordones debido a intensos procesos erosivos.

El grupo II, hacia el sudeste, muestra un conjunto de cordones caracterizado por un rumbo variable, los que se entrecruzan con ángulos que llegan hasta los 45°. Dado el diseño intrincado que presenta este grupo, es posible que el mismo haya correspondido a la cabeza o extremo de avance de la antigua espiga.

El cordón "A" se ubica limitando por el este a los grupos I y II de aproximadamente 10 metros de ancho y 1600 metros de longitud; su forma es regular salvo en algunos sectores donde sufre bifurcaciones.

El grupo III ubicado en el extremo sudeste de la isla y continuando hacia el norte por el flanco este, presenta una generación de cordones de geometría sinuosa y discontinua de dirección norte-sur.

Los bordes oeste y sur de la isla están compuestos por el grupo IV, tratándose de formas relativamente constantes en el rumbo, paralelas a la línea de costa.

Sobre los niveles más bajos de estos cordones, en la playa actual, se acumulan rodados de dimensiones varias veces superior que los que componen aquellos, oscilando entre 8 y 10 centímetros, y siendo frecuente hallar entre estos últimos, ágatas,

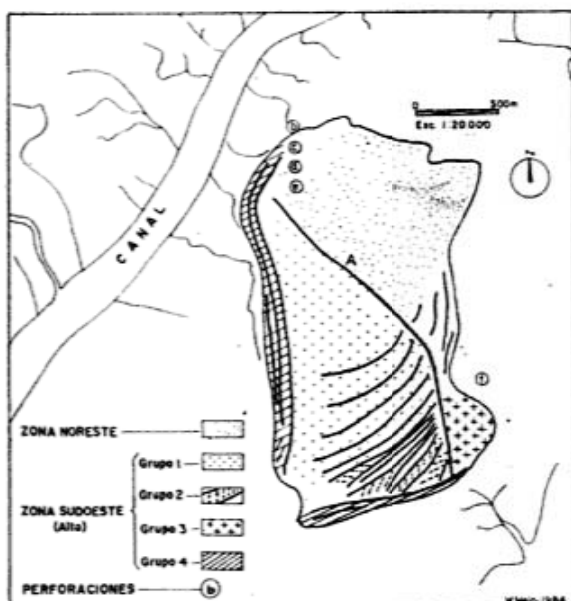


Figura 4: Mapa de la isla Olga.

calcedonias, vulcanitas, porfiritas, etc. Estos guijarros se diferencian por su redondez mínima y escaso pulimento de las superficies.

Es evidente que en circunstancias no habituales, la competencia del agua sufre grandes incrementos, que le otorgan la capacidad necesaria para poner en movimiento tales guijarros.

En el sector noroeste de rumbo norte-sur, se realizó un perfil geológico superficial, a partir de cuatro perforaciones con un equipo Helix, con el fin de conocer la constitución sedimentaria del sustrato donde se apoyan los cordones. La profundidad máxima alcanzada fue de 2,20 metros (pozo d) y su litología es la siguiente:

Pozo "b"

0,00-0,30 m Limo arcilloso color pardo claro
 0,30-1,60 m Arena fina a limo grueso color pardo
 1,60-2,00 m Limo grueso color gris oscuro con abundantes conchillas.

Pozo "c"

0,00-0,40 m Arcilla color pardo.
 0,40-0,65 m Arcilla de igual color, algo más fina.
 0,65-1,20 m Arcilla con conchillas trituradas.
 1,20-1,40 m Arcilla limosa color gris claro.

Pozo "d"

0,00-0,40 m Arcilla color pardo.
 0,40-2,00 m Arcilla limosa de igual color.
 2,00-2,20 m Limo arcilloso color gris oscuro, rico en materia orgánica

Pozo "e"

0,00-1,70 m Limo arcilloso color pardo claro.
 1,70-2,10 m Arcilla limosa color gris claro.

Pozo "f"

0,00-0,40 m Arcilla limosa color pardo claro
 0,40-0,60 m Arena limosa con gravilla fina escasa
 0,60-0,90 m Arena limosa, algo arcillosa, que progresa en su fracción arenosa hasta arena media limpia
 0,90-1,50 m Aumenta el tenor de arcilla y aparecen conchillas pequeñas y trituradas. El color es gris a gris verdoso.

Los mantos de grava por lo tanto se hallan depositados sobre un sustrato limo-arcilloso, que en algunos sectores podría contener intercalaciones ricas en materia orgánica, posiblemente asimilables con un ambiente de marisma (figura 5).

Esto es corroborado por la litología observada en el pozo f, con contenidos de arena más abundantes que los hallados en los cuatro pozos precedentes. Esto permitiría postular un mayor ataque erosivo y de retransporte del mar más eficaz en el lado este de la isla Olga que en el flanco oeste.

Relaciones entre la geomorfología y los métodos potenciales

Las correcciones que se realizan en las mediciones gravimétricas, tienen como finalidad eliminar el efecto que producen las anomalías de densidad del terreno ubicado entre la estación medida y el nivel del mar. Por tal razón, se deben tener en cuenta las variaciones del nivel topográfico y las de densidad superficial, ya que éstas, influyen en la corrección a aplicar.

Considerando el basamento geofísico de la cuenca del Colorado y la escasa perturbación sufrida por la columna sedimentaria, se puede postular que el relevamiento gravimétrico y magnético, configuren un reflejo de la estructura de dicho basamento. La influencia de las geoformas superficiales, se deben cuantificar para realizar así el filtrado correspondiente.

Los perfilajes gravimétricos y magnéticos se efectuaron en forma transversal a las geoformas principales teniendo en cuenta además la accesibilidad de la zona (figuras 1 y 2).

Metodología

Se efectuaron en forma conjunta mediciones de altimetría, gravedad y magnetismo. La nivelación se realizó mediante teodolito acotando los puntos con los del I.G.M., con una precisión del orden de 1 cm. Las medidas de gravedad, fueron efectuadas con un gravímetro Worden de 0,01 mgal de sensibilidad. Se realizaron correcciones por deriva instrumental, aire libre y Bouguer. El valor base de gravedad fue

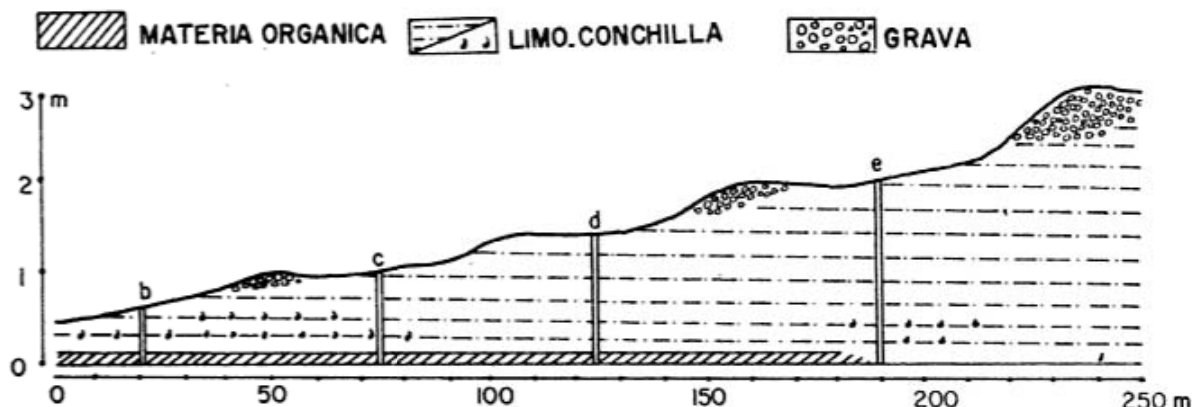


Figura 5: Ubicación de cuatro perforaciones realizadas. Perfil A-B.

la estación Bahía Blanca (980.085,0 mgal.).

Nettleton (1939) desarrolló el sistema de variar las densidades superficiales, para confeccionar un perfil gravimétrico que se correlacione con la altimetría. El perfil que logre la mayor coincidencia dará la densidad de la geoforma. El método es de buena aplicabilidad en áreas con relieves importantes y poca complejidad tectónica.

El modelado gravimétrico se puede realizar por medio de cuadros y gráficos adecuados (Collete (1965) y Millet, (1967), o por el cálculo directo en forma analítica o numérica (Lejay (1947), Hubbert (1948), Talwani et al. (1959), Logman y Leaman (1971) e Introcaso y Huerta (1976).

En el caso de las espigas de grava, en el litoral de la Bahía Anegada, se debe considerar que son cuerpos heterogéneos, donde adquiere relevancia la porosidad. Para determinar la misma se define primeramente la densidad total como:

$$\rho = \frac{m_s + m_l + m_g}{v_s + v_l + v_g}$$

donde m es la masa y v el volumen de la fase sólida (s), líquida (l) y gaseosa (g).

La porosidad puede definirse como el cociente

$$\sigma = \frac{v_l + v_g}{v_s + v_l + v_g}$$

Los guijarros que componen la grava son fragmentos de rocas de origen variado hallándose el espacio poral ocupado por arcillas y arenas.

De acuerdo a Mironov (1977) la porosidad de los "guijarrales" es del orden del 25 a 38 %. Teniendo en cuenta los contras-

tes de densidad, forma, dimensión, porosidad y las medidas de gravedad, es posible cuantificar espesores en los cordones de grava.

Con referencia a los perfiles gravimétricos realizados en la zona próxima al balneario Los Pocitos, fue necesario realizar las correcciones topográficas debidas a la presencia de barrancas costeras de más de 15 m sobre el nivel del mar. Se dividió la superficie circundante en una serie de sectores anulares mediante un sistema de circunferencias concéntricas al punto de observación y divididas por rectas radiales. La influencia de cada sector se calcula por nomogramas, como los desarrollados por Hammer (1939) y Lukavchenko (1956).

En las mediciones del campo magnético total, se exige una interpretación muy cuidadosa debido a que las formaciones naturales se presentan generalmente como un campo magnético de multipolos. Otra consideración es la variación del campo magnético terrestre con el tiempo y la existencia de perturbaciones de gran amplitud debido a los pulsos electromagnéticos y corpusculares engendrados por el sol.

La prospección magnética supera en sensibilidad a la prospección gravimétrica, pues mientras las relaciones de densidad entre las rocas no supera un factor de dos (normalmente 0,2) en prospección magnética, las susceptibilidades magnéticas pueden llegar a una relación de 10^6 (normalmente 100-2000).

Otro factor importante es el rumbo de la geoforma respecto de la orientación del campo magnético terrestre en el momento de la determinación. En especial se deberían considerar la inclinación y la declinación magnética del vector de la componente total "F".

En el caso de los cordones de grava se debe tener en cuenta la proporción de rocas ácidas y básicas que componen los

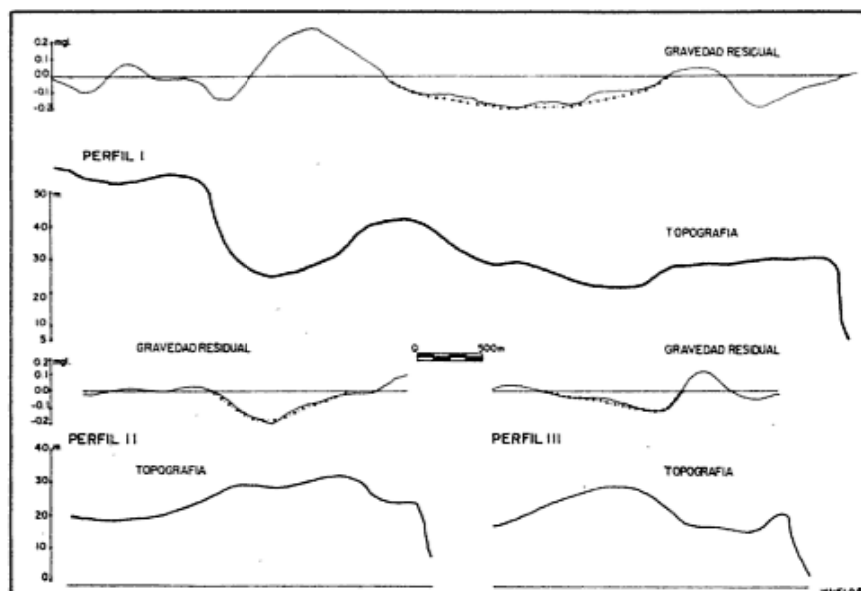


Figura 6: Zona norte. Perfiles topográficos y gravimétricos.

mismos. De esta manera se puede calcular una susceptibilidad promedio a fin de modelar el campo de anomalías que este produciría.

Las estaciones fueron ubicadas coincidentemente con las bases altimétricas y gravimétricas, separadas aproximadamente 200 m entre si. Las medidas de campo magnético total se realizaron por medio de un magnetómetro de precesión protónica portátil, corrigiendo dichos valores por variación diurna, a partir de los datos obtenidos en la estación geomagnética de "Las Acacias" (La Plata) a fin de obtener una mejor representación de las amplitudes de

esta curva. Se reiteraron algunas mediciones en el lugar de trabajo para su verificación. La precisión se mantuvo en el orden de 1 gama = 1 nanotesla. El cálculo de las susceptibilidades fue realizado mediante la utilización de la balanza de Gouy, este instrumento permite efectuar mediciones de alta precisión. Las susceptibilidades de 0 a 45×10^{-6} uem/gr se miden sin inconvenientes, pero para valores mayores es preciso la utilización de un diluyente; sulfato de cobre ($\text{SO}_4\text{Cu} + 5 \text{H}_2\text{O}$), cuya susceptibilidad es de $5,8 \times 10^{-6}$ uem/gr. La técnica utilizada fue descrita por Kostadinoff (1977).

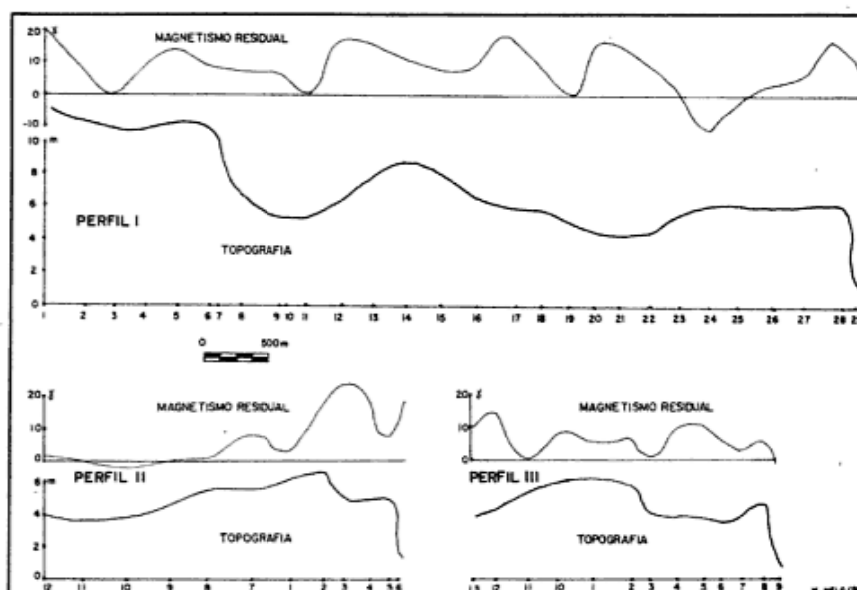


Figura 7: Zona norte. Perfiles topográficos y magnetométricos.



Figura 8: Modelo magnético teórico, zona norte.

RESULTADOS

Cordones de grava

La heterogeneidad del material de los cordones de grava implicó un método cuidadoso de muestreo para determinar la densidad promedio. Se obtuvo para los cantos rodados una densidad de $2,60 \text{ gr/cm}^3$.

La porosidad de la grava sin el material fino (arena y arcilla) alcanzó un máximo de 35 %.

El material intersticial posee una densidad de $2,30 \text{ gr/cm}^3$ y su porosidad de acuerdo a Lee (1919) correspondería a aproximadamente el 50 %. Por lo tanto la densidad total del material de la espiga es:

| | |
|----------------|--|
| Rocas | $2,60 \times 0,65 = 1,7 \text{ gr/cm}^3$ |
| Intersticios | $2,3 \times 0,35 \times 0,5 = 0,4 \text{ gr/cm}^3$ |
| Densidad total | $= 2,1 \text{ gr/cm}^3$ |

Si consideramos que el suelo que rodea la espiga es de densidad $2,4 \text{ gr/cm}^3$ se concluirá entonces que el contraste de densidad entre la espiga y los sedimentos que la rodean es de $0,30 \text{ gr/cm}^3$. Los perfiles gravimétricos I, II y III que se detallan en la figura 6, muestran un déficit de masa representados por anomalías de gravedad del orden de 0,2 mgal. El estudio del problema inverso, lleva a sugerir que con un contraste de densidad de $0,30 \text{ gr/cm}^3$, los espesores de grava son de 15 m a excepción del perfil III donde la potencia disminuye a 9 m. Las formas modeladas darían los espesores teóricos de los cordones de grava, no estando en ellos considerado el relieve.

Se realizó una evaluación teórica de la influencia ejercida por las formas geológicas más importantes, que en este caso corresponden a los cordones de grava y barrancas litorales.

Para resolver y cuantificar los valores de anomalías de gravedad en forma directa en los cordones de grava, se deben medir: la densidad, porosidad, forma y dimensiones del cuerpo. El problema inverso, consiste en calcular de acuerdo a la anomalía de gravedad, los parámetros de la unidad: forma, dimensión y densidad.

La resolución del problema directo es utilizada como auxiliar del problema inverso. Esto se soluciona con el plateamiento de las integrales del potencial de atracción, simplificado por Introcaso y Huerta (op. cit.), para resolver las integrales en forma numérica, por el método de Simpson.

Se desarrolló un programa BASIC para efectuar los cálculos y poder así tentar los diferentes modelos de acuerdo a las variables "h" (profundidad) y "v" (contraste de densidad). Así es posible cuantificar las anomalías de gravedad producidas por las geoformas, y separarlas de las regionales y de los problemas de basamento.

En los perfiles gravimétricos I, II, III (figura 6) se evidencia la gran correlación existente entre los valores residuales observados y los calculados mediante la utilización de modelos.

Se concluye que debido a la magnitud de las anomalías de gravedad, 0,2 mgal, que los cordones de grava del presente trabajo, no ejercen una influencia perturbadora sobre las interpretaciones de los mapas de anomalías de gravedad. Los perfiles de magnetismo terrestre I, II y III (figura 7) muestran anomalías de 18 gamas.

Es notable la semejanza en las curvas de magnetismo residual con los perfiles de gravedad anteriormente mencionados, cuando estos atraviesan la espiga en dirección noroeste a sureste. Esta semejanza se puede verificar entre los puntos: 24 a 29 del perfil I, 1 a 4 del perfil II y 3 a 11 del perfil III (figuras 6 y 7).

Con el fin de hallar un modelo magnético que represente las anomalías, método inverso, se halló la susceptibilidad magnética de los rodados que forman la espiga. Para las rocas ácidas se encontró que la susceptibilidad magnética era menor de $6 \times 10^{-6} \text{ uem/gr}$ y para las rocas básicas $200 \times 10^{-6} \text{ uem/gr}$ (promedio). La susceptibilidad magnética total, se halló a partir de la composición litológica porcentual, obtenida en las espigas de grava de la Isla Jabalí, Calmels et al. (1968).

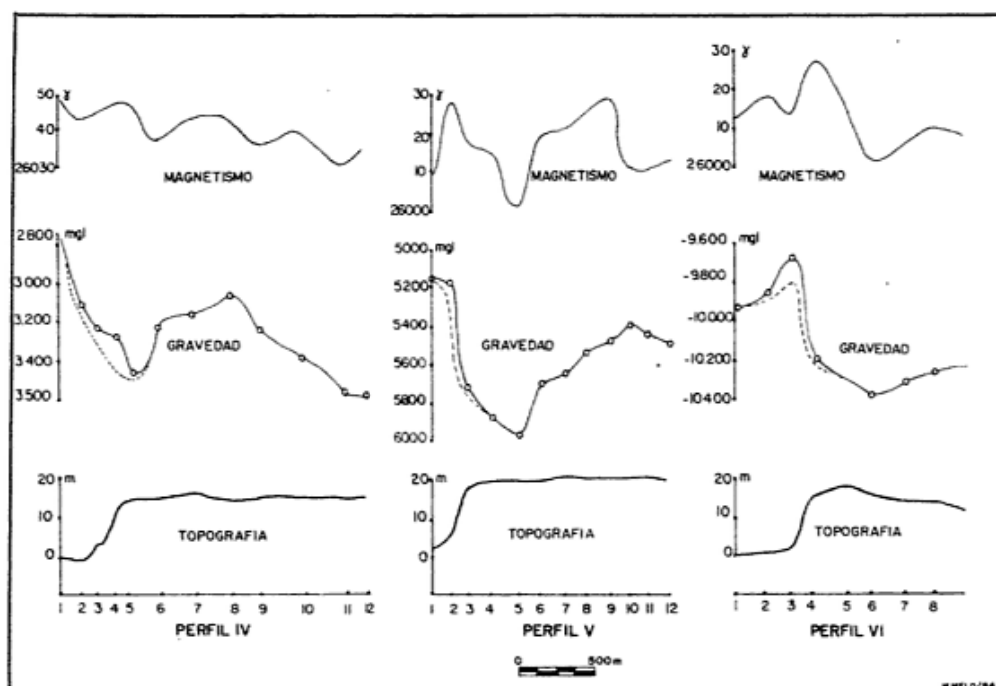


Figura 9

La susceptibilidad magnética total de los cantos rodados, es entonces de $125 \cdot 10^{-6}$ uem/gr. La susceptibilidad magnética del material de relleno de los poros de la grava de la espiga es de $30 \cdot 10^{-6}$ uem/gr, según Kostadinoff (op. cit.).

Por lo tanto, considerando la porosidad y el contenido de roca, se llega a obtener como susceptibilidad magnética total:

| Rocas | % | Suscep. Mag. $\times 10^{-6}$ | Suscep. Mag. Ponder. $\times 10^{-6}$ |
|---------------|------|-------------------------------|---------------------------------------|
| Sienfíticas | 11,5 | 6 | 0,69 |
| Andesitas | 24,3 | 300 | 72,90 |
| Feldespáticas | 24,9 | 6 | 1,49 |
| Riolíticas | 2,3 | 6 | 0,13 |
| Graníticas | 10,8 | 40 | 4,32 |
| Basálticas | 22,8 | 200 | 46,60 |
| Cuarzos | 2,2 | 0 | 0 |
| Agatas | 0,8 | 0 | 0 |
| Granitoides | 0,4 | 40 | 0,16 |

Susceptibilidad Magnética total 125×10^{-6}

Estos valores indican que la susceptibilidad magnética es elevada, lo que induce a establecer que las anomalías del campo magnético total tenderían a valores altos. La orientación de la espiga, la declinación del campo magnético terrestre y la polaridad propuesta sugieren el modelo magnético de la figura 8. Considerando que la precisión de las observaciones son del orden de 1 nT y las anomalías magnéticas residuales medidas, llegan a un máximo de 20 nT (figura 7), se concluye que es de suma importancia en la prospección magnética con-

tinental y marina, filtrar estas perturbaciones. Es destacable la correlación existente entre la anomalía magnética y los cordones de grava, quedando demostrado el especial cuidado que debe tenerse en la prospección magnética, cuando se encuentran estas acumulaciones.

Barrancas litorales

Los perfiles obtenidos en la figura 9 muestran una notable deflexión no compensada por corrección topográfica, lo cual indicaría la presencia de una geometría atribuible a un modelo de placa semi infinita.

Las anomalías de Bouguer muestran un resalto de 0,6 mgal lo que permite asimilar el modelo anterior a una fractura de rechazo vertical de casi 7 metros. Esta última apreciación, deberá ser confirmada geológicamente con futuros trabajos.

Se debe aclarar que este modelo, se confeccionó en base a la densidad medida para la Formación Río Negro cuyo valor promedio es de $2,04 \text{ gr/cm}^3$.

Las mediciones de susceptibilidad magnética de las areniscas aflorantes en las barrancas ya descritas, arrojaron un resultado promedio de 185×10^{-6} uem/gr.

La interpretación de las curvas obtenidas a partir de los perfiles magnéticos y las susceptibilidades magnéticas medidas, da como resultado la correspondencia entre esta y la obtenible a partir de un modelo de semiplaca horizontal de aproximadamente

15 metros de espesor y una diferencia de susceptibilidad de 150×10^{-6} uem/gr.

Las variaciones del campo magnético total, calculadas a partir de este modelo nos da una anomalía magnética de 30 gamas, valor que se corresponde con lo observado.

Conclusiones

1) Los cordones de grava se han formado por erosión marina de niveles ricos en tales materiales y su posterior depositación se produjo en ambiente litoral de alta energía, como lo destacaran ya Codignotto y Weiler (1980).

2) Los médanos presentes en la Isla Olga y zona litoral deberían en parte su origen a la remoción de niveles superiores de la Formación Río Negro.

3) Los rodados y cordones de grava de la Isla Olga son continuación de los observados oportunamente por Weiler (1983).

4) El sustrato sobre el cual se apoyan en parte, las gravas de la Isla Olga estaría representado por sedimentos limo-arcilloso.

5) Los cordones de grava no afectan las mediciones de gravedad en forma apreciable (0,2 mgal). Las observaciones del campo magnético total terrestre sobre estas geofomas son perturbadas en 30 nT por

la alta susceptibilidad de las rocas que la componen.

6) En las barrancas litorales al norte del balneario Los Pocitos se repiten en todas las mediciones anomalías de gravedad de Bouguer de 0,6 mgal y magnéticas de 30 nT que de acuerdo a los modelos numéricos sugieren la presencia de una falla de 7 metros.

7) La amplitud de las anomalías gravimétricas debido a las geofomas, no es muy significativa, pero en magnetismo, son notables lo que indica el cuidado a tener en este tipo de prospección.

Agradecimientos

Al personal del IADO por su especial dedicación en los trabajos realizados.

Al personal del Laboratorio de Físico-Química de la Universidad Nacional del Sur.

Al Dr. E. Gelos y E. Chaar por su asesoramiento en las discusiones de campo.

A los Sres. R. Albouy y Balot por su auxilio en los trabajos de campo.

El presente trabajo corresponde a la Contribución Científica N° 93 del Instituto Argentino de Oceanografía y fue realizado con el equipamiento recibido del programa BID-CONICET.

Lista de trabajos citados en el texto

- CALMELS, A., P. ANDREOLI y L. ESPIZUA, 1968. Naturaleza petrográfica y morfométrica de los Rodados Patagónicos de la Isla Jabali. I.A.D.O. Contribución Cient. N° 2, U.N.S., Bahía Blanca.
- CODIGNOTTO, J. O. y N. E. WEILER, 1980. Evolución morfológica del sector costanero comprendido entre Punta Laberinto e Isla Olga, provincia de Buenos Aires. *Simp. Prob. Geol. Litoral Atlántico Bonaerense, C.I.C.: 35-43, Mar del Plata.*
- COLLETE, B. J., 1965. Charts for determining the gravity effect of two and three-dimensional bodies bounded by arbitrary polygons. *Geophysical prospecting, 13: 12-21, New York.*
- CORTELEZZI, C., F. De FRANCESCO y D. De SALVO, 1965. Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro, desde la costa de la provincia de Buenos Aires hasta Choele Choel. *IIº Jorn. Geol. Arg., Actas, I: 65-87, Tucumán.*
- _____, 1968. Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el Río Colorado y el Río Negro, desde la costa de la provincia de Buenos Aires hasta la cordillera. *IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas, III:123-146, Buenos Aires.*
- _____, y A. DILLON, 1974. Estudio de las variaciones morfológicas y sedimentológicas en las playas de la zona de San Blas, partido de Patagones, provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Anales, serie II, N° 33, La Plata.*
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1970. Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos. *Asoc. Geol. Arg., Rev., XXV (4): 430-443, Buenos Aires.*
- FRENGUELLI, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y de la geología de la provincia de Buenos Aires. *LEMIT, serie II, N° 33, pág. 19, La Plata.*
- GROEBER, P., 1947. Resumen preliminar de las observaciones realizadas en el viaje a la región sur de Bahía Blanca. *Notas del Museo de La Plata, T. 16, N° 57, La Plata.*
- _____, 1949. Glacial Tardío y Post-glacial en Patagonia. *Rev. del Museo Municipal de Cs. Naturales, Mar del Plata.*
- HAMMER, S., 1939. Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics, 4, 184-194, Tulsa.*
- HUBBERT, M. K., 1948. A line-integral method of computing the gravimeter effects of two dimensional masses. *Geophysics, XIII, 265-273, Tulsa.*
- INTROCASO, A. y E. HUERTA, 1976. Valuación de efectos gravimétricos y sus aplicaciones a la interpretación. *GEOACTA, VIII, N° 1, Buenos Aires.*
- KAASSCHIETER, J., 1965. Geología de la Cuenca del Colorado. *Acta Geol. Lilloana, VII: 251-269, Tucumán.*
- KOSTADINOFF, J., 1977. Susceptibilidad magnética de los fondos marinos. *I.A.D.O., Contribución Cient. N° 39, Bahía Blanca.*
- LEJAY, P., 1947. Developpements modernes de la gravimétrie. *Gauthier Villors: 205-211, Paris.*
- LEE, C. H., 1919. Geology and Ground waters of the western of San Diego. *U. S. Geol. Surv., 121, USA.*
- LOGMAN, M. J. y D. E. LEAMAN, 1971. Rapid numerical evaluation of two dimensional gravity profiles. *Geophysical Prospecting, 19 (2): 265-273, New York.*
- LESTA, P., M. TURIC y E. MAINARDI, 1978. Actualización de la información estratigráfica de la Cuenca del Colorado. *VIIº Congr. de Geol. Argent., Acta I: 701-713, Buenos Aires.*
- LUKAVCHENCO, P. I., 1956. Prospección gravimétrica del petróleo y del gas. *M. Gostoptejizdat, URSS.*

- MILLET, F. B., 1967. A dot chart for the calculation of gravitational and magnetic attraction of two-dimensional bodies. *Mining Geophysics*, II: 642-657, New York.
- MIRONOV, V., 1977. Curso de prospección gravimétrica. Ed. Reverte, Barcelona.
- NAGY, D., 1966. The gravitational attraction of right rectangular prism. *Geophysics*, XXXI (2): 362-271, Tulsa.
- NETTLETON, L. L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observation. *Geophysics* IV (3): 176-183, Tulsa.
- TALWANI, M., J. L. WORZEL y M. LANDISMAN, 1959. Rapid gravity computation of two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. *Jour. of Geophysical Resch.* LXIV (1): 49-58, Virginia.
- TERUGGI, M., 1964. Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Bahía blanca y el Río Negro. *LEMIT, serie II (81)*, La Plata.
- WEILER, N. E., 1978. Relevamiento geomorfológico y sedimentológico de la Hoja Faro El Rincón. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 55-67, Neuquén.
- _____, 1983. Rasgos morfológicos evolutivos del sector costanero comprendido entre Bahía Verde e Isla Gaviota, provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (3-4): 392-404, Buenos Aires.
- WITE, L., 1919. Rasgos geológicos de la Región de San Blas. *Rev. Museo de La Plata*, Nº 24: 1-75, La Plata.
- ZAMBRANO, J., 1972. Cuenca del Colorado, *Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. de Cienc.*, II: 1033-1070, Córdoba.

Recibido: 4 de setiembre, 1984

Aceptado: 18 de noviembre, 1986

R. E. NICOLAS

J. KOSTADINOFF

R. SCHILLIZZI

Instituto Argentino de Oceanografía
Av. Alem 53, (8000) Bahía Blanca
Consejo Nacional de Investigaciones
Científicas y Técnicas

ESTRUCTURA TECTÓNICA EN LA ZONA DEL CERRO DEL CORRAL, SIERRAS AUSTRALES DE BUENOS AIRES

R. VARELA, E. M. LEONE Y R. MANCEDA

Resumen

Son descritas las mesoestructuras que afectan a sedimentitas del Grupo Curamalal en las inmediaciones del cerro del Corral, zona que es conocida por los asomos de basamento cristalino y que fue interpretada anteriormente como parte de un gran anticlinal. Según la traza de un perfil transversal se determina que en el lugar ocurren varias delgadas fajas longitudinales con desarrollo de plegamiento asimétrico y limitadas por fallas inversas de alto ángulo. La zona estudiada es similar, tectónicamente, con afloramientos de sierra Colorada, Agua Blanca, Tornquist y cerro del Aguila, en el flanco sudoeste de las Sierras Australes. El estilo tectónico es de pliegue-falla con imbricación hacia el nordeste.

Abstract

This paper deals with the mesostructures of Curamalal Group sedimentary rocks, near del Corral hill. This area is well-known by the crystalline basement outcrops, which were first considered as part of a major anticline. According to a transversal section, it can be determined that there are several thin longitudinal strips with asymmetric folding, which are limited by high angle reverse faults. This area is tectonically similar to Sierra Colorada, Agua Blanca, Tornquist and Cerro del Aguila outcrops, in the southwest watershed of Sierras Australes. This tectonic style presents fold-fault with imbrication towards the northeast.

Introducción y antecedentes

En las Sierras Australes es conocido que la estructura dominante y característica es el plegamiento impreso sobre una secuencia sedimentaria esencialmente psamítica. Harrington (1947) la definió como un ejemplo puro de estructura tectónica de plegamiento, sin intervención de fracturas ni corrimientos verdaderos. El basamento ígneo-metamórfico de la secuencia sedimentaria se expone en reducidos afloramientos en la vertiente sudoeste de la cadena de sierras.

Debe indicarse que previamente y en la zona serrana occidental, fue observado por Schiller (1930) al producirse el descubrimiento de granitos "a espaldas de las sierras de Curamalal-Chaco, que las dislocaciones milonitizaron intensamente estos materiales rocosos". No obstante Rayces (1941), en la interpretación de la estructura tectónica del sector, mostró, en mapa y perfil la ocurrencia de grandes formas anti-

clinales y sinclinales, los primeros con núcleos erodados que posibilitarían la exposición del granito y derivados cataclásticos sin participación de fallas.

El interés que demostraron otros investigadores permitió, sobre la base de las primeras contribuciones, que además de granitos y derivados cataclásticos se reconocieran en el basamento esquistos verdes, diabasas porfiroides albitizadas, skarns (Kilmurray, 1968a, 1968b) y rocas de composición riolítica (Varela y Cingolani, 1976). En lo referente a la estructura fueron puestas en evidencia fallas inversas de alto ángulo (Cuchi, 1966), mediante minucioso relevamiento de estructuras principales y análisis petrofábrico de rocas del basamento cristalino y de psamitas y pefitas de la sucesión sedimentaria expuestas en los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral.

Luego Harrington (1970) reiteró el carácter de cadena plegada y en el perfil transversal a la estructura, para la zona

del cerro Pan de Azúcar (occidente del perfil) no indicó ninguna falla, sino grandes pliegues anticlinales que exponen a las rocas del basamento cristalino en sus núcleos erodados. Este autor señaló que el basamento milonitizado se acomoda al plegamiento a través de numerosos planos S paralelos al clivaje de plano axial.

Otras referencias a la estructura de la comarca se tienen en la contribución de Varela y Cingolani (1976) que a la vez que dataron radiométricamente diabasas y riolitas, indicaron que la cubierta sedimentaria no se ha despegado del zócalo, el que ha controlado localmente el estilo tectónico, definido por fallamiento inverso de alto ángulo y flexura o pliegue asociado. Señalaron los citados autores que la línea tectónica (falla) al este del cerro del Corral marca el límite con la zona ubicada al naciente donde el plegamiento prevalece sobre fallamiento. Por último Cuerda et al. (1975) limitan por el occidente y mediante falla a las riolitas de la Formación Cerro Corral.

Se tiene por lo tanto, que en el flanco serrano occidental, al menos cuatro fallas inversas de rumbo subparalelo han sido puestas en evidencia mediante las contribuciones de los mencionados autores. De acuerdo con ello es que se admite que en el borde occidental de las Sierras Australes y en vinculación con asomos de un basamento ígneo-metamórfico, se puede caracterizar una faja cuya tectónica es de bloques o escamas imbricadas hacia el nordeste, con cobertura sedimentaria solidaria (estilo de revestimiento, Aubouin, et al., 1980). Recientes contribuciones de Starck (1984) y Leone (1984) dan continuidad hacia el sur a la mencionada faja, sin basamento expuesto pero con fallamiento longitudinal e imbricación hacia el naciente en los cerros del Aguila y Tornquist, respectivamente. Hacia el norte, en los afloramientos graníticos de la estancia Agua Blanca, se dan condiciones de similar tectónica, con el desarrollo de varias fajas cataclástico-miloníticas (Kilmurray, 1961). La extensión hacia el oeste de la comarca involucrada en el acortamiento cortical a través de imbricación de escamas, en general de modestas dimensiones, pudo constatarse en los afloramientos de la Sierra Colorada y Chasicó, según la ocurrencia de numerosas fajas de corte en el basamento granítico y generadas en el proceso de su emplazamiento tectónico (Varela et al., 1985). Aunque de subsuelo, también hay que considerar los resultados de estudios gravimétricos efectuados por Kostadinoff et al. (1981), autores que interpretan la ocurrencia de una falla a la cual se ajustaría la laguna Las Encadenadas.

Motiva la presente contribución el haber tenido los autores oportunidad de revisar los afloramientos de la zona o perfil de los cerros Pan de Azúcar-del Corral. Se puso especial atención al sector inmediatamente al este del cerro del Corral, (véase figura), debido a la diferente interpretación de la estructura que hicieron los distintos autores que se ocuparon anteriormente de la cuestión, a saber:

I) Rayces (1941, perfil geológico) interpretó la estructura entre el cerro Pan de Azúcar y cerro del Hueco como anticlinoria, sin ocurrencia de fallas y las capas sedimentarias en la línea del cerro del Corral-cerro del Hueco en posición subhorizontal o inclinando al este;

II) Cuchi (1966, figura 6) indicó al oriente del cerro del Corral relación basamento-secuencia sedimentaria mediante falla inversa y estratos psefíticos y psamíticos (Formaciones La Lola y Mascota) en posición normal e inclinando al nordeste. Cabe no obstante señalar que en el texto el comentado investigador menciona que al este del cerro del Corral tanto las capas normales como las invertidas inclinan al oeste.

III) Kilmurray (1968b: 223, perfil) indicó la existencia de un gran pliegue anticlinal y al naciente del cerro del Corral estratos inclinados con alto ángulo al sudoeste, aunque sin mediar fallamiento.

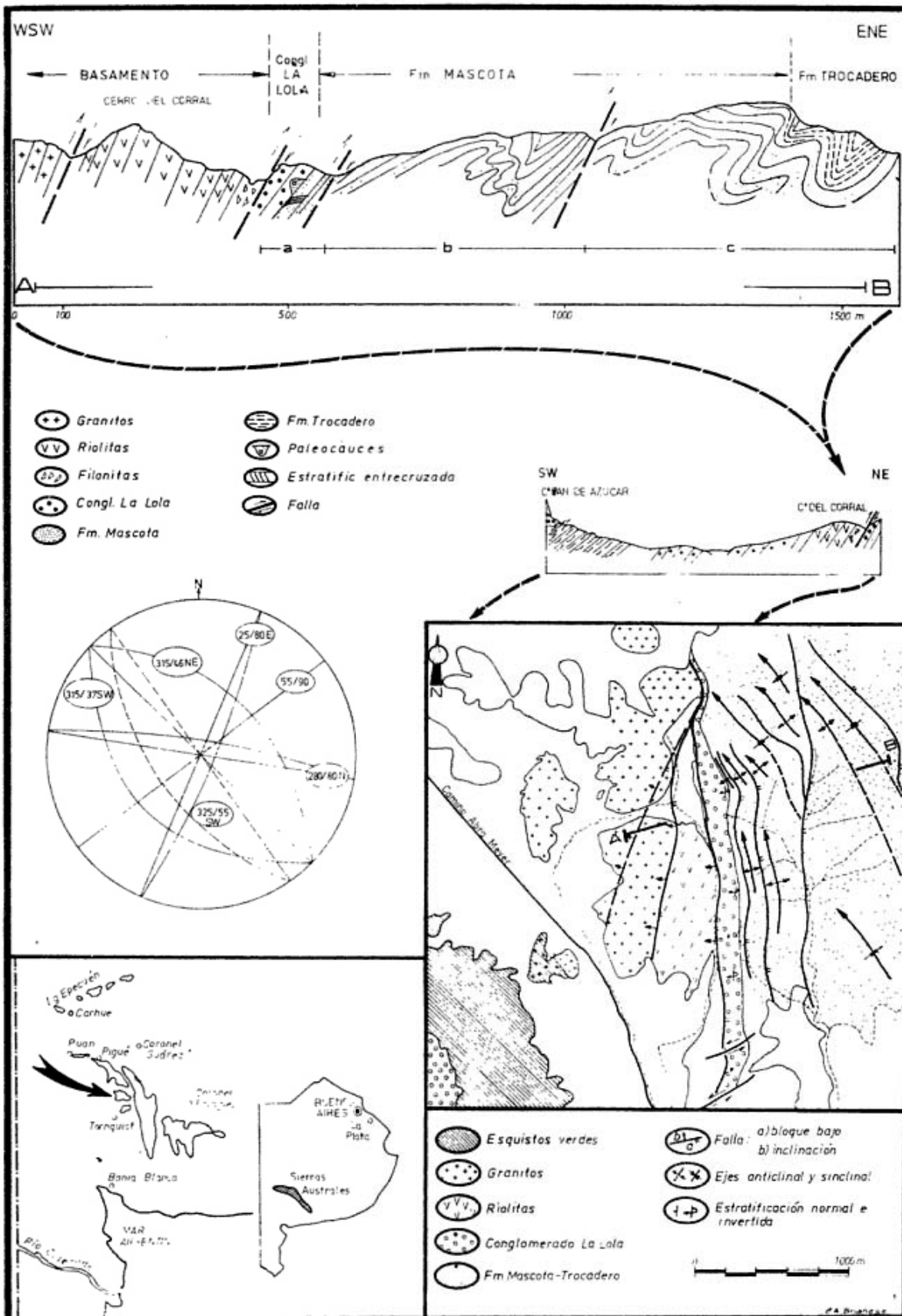
IV) Cuerda et al. (1975) y Varela y Cingolani (1976) ofrecen perfiles transversales en los que se muestra al basamento yuxtapuesto por falla a los conglomerados de la sucesión sedimentaria, en estratos localmente inclinados al poniente.

Descripción geológica

En los afloramientos de sedimentitas del Grupo Curamalal inmediatamente al este del cerro del Corral pudo comprobarse la situación que se representa en la figura anexa. Localmente se exponen depósitos referibles a las Formaciones La Lola (psefitas) y Mascota (cuarcitas). Una descripción de la situación estructural, efectuada de sudoeste a nordeste, es la siguiente:

-La relación estructural entre basamento cristalino (Riolitas Cerro del Corral) y sedimentitas (Conglomerado La Lola) es por falla inversa de posición N345°/60°SW.

-En el tramo de perfil denominado con la letra a, se pudo comprobar fehacientemente la disposición estructural de la estratificación de las psefitas de La Lola próximas al plano de falla de mayor importancia local. Ella ha sido fijada en N320°-330°/55°-60°SW, con estratos invertidos tectónicamente, de acuerdo con las



siguientes observaciones: a) relación invertida de granometría granodecreciente en un mismo estrato o banco, en oposición al modelo a la vista en el cerro Pan de Azúcar, donde la sucesión está en posición normal; los estratos y/o bancos tienen un espesor de 1,5 a 2,5 metros; b) posición de paleocauces, de neta base erosiva y labrados en bancos psefíticos, con perfil transversal en U y granometría psefítico-psamítica granodecreciente, ambos rasgos en posición invertida actualmente. El relleno de paleocauces, de 1-2 m de sección transversal, está dado por rodados de 10-30 cm de eje mayor en la base y hacia arriba arena muy gruesa con rodados pequeños (2-5 cm) dispersos en dicha base arenosa; c) siempre dentro del tramo a de perfil pero hacia el este, en estratos cuarcíticos (cuarcitas rosadas) de la Formación Mascota, a los que se pasa gradualmente desde los conglomerados basales, se destaca en estratos de 30-50 cm de espesor la ocurrencia de laminación paralela y laminación/estratificación entrecruzada de tipo tangencial simple, con capas frontales de 1 a 3 cm de espesor, mostrando en posición invertida al tope de capa decapitado por erosión.

Se ha observado también en estas psamitas la presencia de ondulitas de corriente, asimétricas, que son mencionadas aunque no se pueden utilizar como indicador de posición normal o invertida de estratos. Otra característica es la presencia de venas y filones de cuarzo lechoso, por trechos muy densa, de geometría lenticular y de hasta 1,5 m de potencia y 5 m de largo.

-La relación entre el tramo a y el subsiguiente tramo b de la sección transversal que se describe está dada por falla inversa, cuyo plano se dispone subparalelamente a la falla principal que se ubica al poniente limitando basamento-sucesión sedimentaria. En el relieve queda evidenciada la falla por un portillo que separa dos zonas elevadas y corresponde en el terreno a una zona de corte y milonitización. Este tramo de perfil se integra exclusivamente con psamitas de la Formación Mascota, cuarcíticas, con algunos lenticillos arcillosos gris oscuros (clay galls) como variedad litológica. Las cuarcitas son de grano mediano y tonalidades blanquecinas y rosadas, destacándose en la base del paquete sedimentario un conjunto de estratos de coloración gris oscura de 10-20 m de espesor total, característico de la sección inferior de la Formación Mascota también en otras localidades, ejemplo al norte en las abras La Soffa y Aguas Blancas.

En corte delgado se advierte que junto a granos de cuarzo dominante (85 %) de fuerte extinción ondulante y marcada orientación preferencial, hay gránulos de minera-

les opacos (hasta un 10 %) de tonalidad negra, en una matriz cuarzo sericítica de una marcada continuidad que provoca un bajo grado de contacto entre los clastos mayores. Análisis por difracción de rayos X de esta sedimentita (roca total) indican la presencia de cuarzo, clorita, muscovita y feldespatos potásico. La determinación de un concentrado de minerales opacos permitió determinarlos como hematita. Estructuralmente se desenvuelve bajo la forma de un anticlinal y sucesivo sinclinal (de segundo orden?). El anticlinal se caracteriza por un largo flanco normal tendido al oeste y un flanco volcado, corto, en el que se inscriben anticlinales y sinclinales de orden menor. El sinclinal, de tipo chevron, sin pliegues menores, está menos desarrollado que el anticlinal y su plano axial inclina 35°-40° al sudoeste; hacia el nordeste está limitado por falla.

-En el tramo denominado c, se sucede una estructura anticlinal y otra sinclinal, continuas, sin interrupciones importantes dadas por fallamiento. Es quizás el inicio de la zona en donde prevalece plegamiento sobre fallamiento, que caracteriza hacia el naciente al grueso de la sección transversal de la sierra de Curamalal-Chaco; obvio es que el basamento cristalino se hunde en esta dirección y ya no aparece más en superficie; afloran localmente cuarcitas de las Formaciones Mascota y Trocadero.

De este tramo de perfil puede hacerse la siguiente observación sobre la geometría de anticlinorio y sinclinorio. La estructura anticlinal muestra que los pliegues de orden menor se desarrollan solamente sobre el flanco invertido (oriental), y que son de tipo similar con engrosamiento de charnelas y planos axiales volcados al nordeste. Es notorio que los ejes sucesivos de estos pliegues menores descienden escalonadamente hacia el este, teniendo la línea tangente que pasa por las sucesivas charnelas un ángulo de aproximadamente 60°-70° respecto a la horizontal. Por el contrario la estructura sinclinal, cuando tiene desarrollo adecuado ya que en oportunidades se encuentra muy reducida, muestra que los pliegues de orden menor inscriptos en ella se desarrollan en toda su sección, y que son de tipo cabrío con charnelas agudas, con las charnelas sucesivas dispuestas aproximadamente a iguales alturas, por lo que no hay descenso de ejes de pliegues o el mismo es de bajo ángulo (aproximadamente 10°) respecto a la horizontal.

-En las sedimentitas es notorio el denso y variado desarrollo de estructuras planares (fallas, clivaje, diaclasas) y lineales (estriaciones por fricción en planos de corte, orientación de fenoclastos achatados y estriados tectónicamente) (véase figura).

Se puede mencionar:

a) Los planos de falla, subparalelos entre sí, en número de tres los más destacados, tienen rumbo N345°-350° e inclinan 50°-60° al oeste-sudoeste.

b) Un sistema de corte (clivaje-esquistosidad?) de rumbo N310°-320° que incluye un juego de planos que inclinan 37° al sudoeste (dominante) y otro 46° al nordeste (subordinado). El primero de ellos (N310°-320°SW/37°SW) evidencia en las psefitas notorios efectos dinámicos y provoca deformación (elongación) y orientación de fenoclastos, que quedan envueltos en abundante matriz cuarzo-micácea con marcada estructura planar. El segundo (N310°-320°/46°NE) corta a rodados de la psefita, pero no provoca desplazamiento de las partes, ni recristalización y ordenamiento de la matriz.

Análisis por difracción de rayos X de la matriz de la psefita de la Formación La Lola indican la presencia de cuarzo, mica (sericita), escasa proporción de feldespato y algo de caolinita que derivaría en parte de la alteración de feldespato. El estudio de la composición de las arcillas fue realizado por Iñiguez Rodríguez (1966) el que destacó que en los Grupos de Mascota y Trocadero se encuentra únicamente illita (sericita) habiendo ingresado en el dominio del metamorfismo. Concuere da con ello las determinaciones ahora efectuadas sobre matriz del conglomerado basal de dichas unidades.

c) Un juego de diaclasas muy bien desarrollado, se orienta N55°/90°, provocando corte pero no desplazamiento de rodados de la psefita;

d) Un juego de planos de corte (diaclasas) se dispone según N280°-285°/80°-85°NE, desplazando clastos divididos por dichos planos y provocando estriamiento de las superficies. Se destaca además, en ciertos sectores, que estos planos se definen como un clivaje muy denso (espaciado de 2-3 mm) con recristalización de la matriz de la psefita (esquistosidad?) la que envuelve a los rodados de la misma. Es posible en oportunidades establecer que la esquistosidad N285°-295° traspone a los planos de esquistosidad orientados N325°.

El juego de cizalla conjugado con el anterior, orientado N25°/80°E, subordinado al primero en cuanto a densidad de planos, no evidencia efectos dinámicos.

e) Las superficies estratales muestran ocasionalmente estriaciones por fricción, lineación que se orienta N285°-295°/25°-28°W.

Discusión y conclusiones

En la zona inmediatamente al naciente del cerro del Corral la estructura tectónica compresiva está resuelta mediante fallamiento inverso y plegamiento asimétrico. Tal estilo de revestimiento en el que quedan involucrados zócalos cristalino y cubierta sedimentaria, ha quedado evidenciado por el presente y anteriores estudios en una angosta faja que muestra afloramientos desde la estancia Agua Blanca por el norte al cerro del Aguila por el sur y desde la zona del cerro del Corral a la sierra Colorado-Laguna Las Encadenadas en sentido este-oeste.

En la comarca del cerro del Corral las mesoestructuras obedecen a un modelo de tectónica compresional, cuyo esfuerzo máximo tuvo orientación sudoeste-noreste (diaclasas de extensión: N55°/90°). El mismo es responsable de dos sistemas conjugados de cizalla. El primero (N280°/80°; N25°/80°E) se resuelve primariamente como diaclasas. El segundo, que junto con el plegamiento contribuye a un incipiente apilamiento tectónico, tiene un plano localmente dominante (N315°/37°SW) asiento de intensa dinámica y que llega a resolverse en fallas inversas; el otro plano del sistema (N315°/46°NE) sólo se manifiesta como un espaciado diaclasamiento.

La esquistosidad de orientación N280°/80°NE puede vincularse a una etapa dinámica tardía (transpone al clivaje N315°) quizás reactivando planos preexistentes y probablemente vinculado a compresión de dirección noreste-sureste ya puesta en evidencia en otros sectores (Rosello y Massabie, 1981).

Se acepta para la comarca un cierto comportamiento dúctil, de acuerdo con la presencia de estructuras menores en el basamento cristalino (microplegues, Kilmurray, 1969). Esto hace aceptable a escala local una tectónica de zócalo plástico, aunque el plegamiento, de gran longitud de onda fue acompañado o seguido de fallamiento en los flancos volcados de anticlinales, asociados a importantes fallas inversas (falla al pie occidental de la sierra de Curamalal; falla del valle longitudinal entre las sierras de Curamalal y Bravard-Ventana) y menudo desmembramiento en el basamento cristalino. Las observaciones locales se ajustan a la idea vertida recientemente por Ramos (1984) de que las Sierras Australes configurarían una cadena plegada y corrida, asociada a un sistema tectónico mayor que en su traza transversal se extiende desde los actuales afloramientos del Macizo Nordpatagónico hasta Tandilia. Tal situación había sido previamente considerada como posible por Varela (1978) al indicar la afinidad de la cadena plegada de las Sierras Australes al tipo miogeosinclinal y aludir

a la inexistencia de la contigua zona eugeo-sinclinal quizás por desconocimiento de las relaciones con los afloramientos del área nordeste de la Patagonia. Cabe asimismo mencionar el aporte de Borrello (1969) que destacó la necesidad de separar para la corteza en el territorio argentino y a partir del Paleozoico inferior dos juegos de sistemas geotectónicos: andino y bonaerense. El sistema geotectónico bonaerense entre las plataformas de Uruguay y de Somuncurá comprende en el axis, según el citado autor, un geotectoclineo por plegamiento del prisma sedimentario Ordovícico superior-Pérmico inferior de las Sierras Australes bonaerenses.

De acuerdo con lo anterior es una posibilidad la existencia de un anticlinal que vincule los extremos del perfil cerro Pan de Azúcar-cerro del Corral, tal como ha sido postulado anteriormente por diversos

autores, aunque con participación de varias fallas en su flanco oriental. Destacamos que con respecto a la posición de los niveles basales de la sucesión sedimentaria al este del cerro del Corral, interpretada de diversa manera anteriormente, queda fehacientemente fijada como la de una delgada secuencia invertida, en la cual la situación entre fallas y ausencia de la probable estructura sinclinal contigua indica la intensa dislocación, acortamiento cortical y supresión de parte de la secuencia basal del Grupo Curamalal.

Agradecimientos

Al Dr. Iníguez Rodríguez por haber efectuado las determinaciones mineralógicas por rayos X. Los doctores C. A. Cingolani y L. H. Dalla Salda hicieron la lectura crítica del original y aportaron acertadas sugerencias.

Lista de trabajos citados en el texto

- AUBOUIN, J., R. BROUSSE y J. P. LEHMAN, 1980. Tratado de Geología. Tomo II, Tectónica, Tectonofísica y Morfología. Editorial Omega, Barcelona.
- BORRELLO, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dir. Nac. Geol. y Min., An. XIV*, Buenos Aires.
- CUERDA, A. J., C. A. CINGOLANI y H. R. BARRANQUERO, 1975. Estratigrafía del Basamento Precámbrico en la comarca de los Cerros Pan de Azúcar-del Corral, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *IIº Congr. Iberoamericano de Geol. Econ., Actas*, I: 57-63, Buenos Aires.
- CUCHI, R. J., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXI (2): 71-106, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H. J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33 m y 34 m Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Servicio Nacional Minero Geológico, Bol. 61*, Buenos Aires.
- _____, 1970. Las Sierras Australes de Buenos Aires, República Argentina: Cadena Aulacogénica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXV (2): 151-181, Buenos Aires.
- INÍGUEZ RODRÍGUEZ, A. M., 1966. Evolución de los minerales de las arcillas en las formaciones paleozoicas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *IVº Jorn. Geol. Arg., Actas*, I: 397-408, Buenos Aires.
- KILMURRAY, J. O., 1961. Petrofábrica de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis 250, (inéd.), Museo de La Plata, La Plata.
- _____, 1968a. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Rev. Mus. La Plata (n. Ser.), Secc. Geol.*, VI: 155-188, La Plata.
- _____, 1968b. Petrología de las rocas cataclásticas y el skarn del anticlinal del Cerro Pan de Azúcar (Partido de Saavedra, provincia de Buenos Aires). *IIIº Jorn. Geol. Arg., Actas*, III: 217-238, Buenos Aires.
- _____, 1969. Líneaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del abra Agua Blanca y cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXIV (3): 239-252, Buenos Aires.
- KOSTADINOFF, J., E. GELOS Y G. FONT DE AFFOL-

TER, 1981. Interpretación de los resultados gravimétricos de las Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (2): 113-122, Buenos Aires.

LEONE, E. M., 1984. Composición y estructura de los Cerros Tornquist y Recreo, vertiente occidental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Fac. Cs. Nat. La Plata, Trabajo de licenciatura*, (inéd.), La Plata.

RAMOS, V. A., 1984. Patagonia: Un continente a la deriva?. *IXº Congr. Geol. Arg., Actas*, II: 311-325, Buenos Aires.

RAYCES, E. C., 1941. Estructura tectónica del Cerro Pan de Azúcar en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Mus. La Plata, Tesis 30*, (inéd.), La Plata.

ROSELLO, E. A. y A. C. MASSABIE, 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVI (3): 272-285, Buenos Aires.

SCHILLER, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del suroeste de la provincia de Buenos Aires. *An. Mus. La Plata, 2º ser., IV, 1ª parte*, La Plata.

STARCK, D., 1984. Estudio geológico de los Cerros del Aguila, del Aguilucho y Sombra del Toro, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Fac. de Cs. Nat., La Plata, Trabajo de licenciatura*, (inéd.), La Plata.

VARELA, R., 1978. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires: Hipótesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIII (1): 52-62, Buenos Aires.

_____, y C. A. CINGOLANI, 1976. Nuevas edades radiométricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Vº Congr. Geol. Arg., Actas*, I: 349-371, Buenos Aires.

_____, L. H. DALLA SALDA y C. A. CINGOLANI, 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapie, Sierras Australes de Buenos Aires. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XL (3-4): 254-261, Buenos Aires.

Recibido: 15 de marzo, 1985

Aceptado: 1 de agosto, 1985

RICARDO VARELA

CIG - CONICET

E. M. LEONE

CIG CIG

Calle 1 N° 644, 1900 La Plata

R. MANCEDA

Facultad de Ciencias Naturales
y Museo de La Plata
Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata

EL PALEOZOICO SUPERIOR DEL CAÑÓN DEL RÍO ATUEL, PROVINCIA DE MENDOZA

WALTER E. ARIAS Y CARLOS L. AZCUY

Resumen

Se dan a conocer los resultados del estudio de un perfil en la Formación El Imperial. En él han sido definidas cuatro facies sedimentarias: 1) facies de psamitas gruesas conglomerádicas, 2) facies de pelitas y psamitas alternantes, 3) facies de psamitas medianas y finas, 4) facies de psamitas gruesas. Durante la evolución sedimentaria fueron reconocidos tres episodios deposicionales: a) relleno de valles submarinos, b) formación de un cuerpo deltaico y, c) desarrollo de canales y barras de ríos anastomosados. Se analiza el contenido de los distintos grupos de fósiles citados en la Formación El Imperial. Basándose principalmente en la asociación palinológica, es aceptada una antigüedad carbónica superior tardía.

Abstract

The Upper Paleozoic at Atuel river's canyon, Mendoza Province. The results of the study on a profile in the El Imperial Formation are presented. Four sedimentary facies are defined: 1) facies of coarse grained to pebbly sandstone, 2) facies of mudstone interbedded with sandstone, 3) facies of medium to fine grained sandstone, 4) facies of coarse grained sandstone. Three episodes in the sedimentary evolution are recognized: a) back filling of submarine valleys, b) building of a deltaic body and, c) development of braided river channels and bars. The different fossil groups which were observed in the El Imperial Formation are here analyzed. The assemblage of palynomorphs suggests a Late Carboniferous age.

Introducción

Este trabajo es el segundo de un programa de investigaciones, que en el marco del Proyecto 211 (IGCP - IUGS), viene realizando en el sur de Mendoza, un grupo de trabajo multidisciplinario bajo el auspicio del CONICET. Una contribución anterior (Azcuay y Gutierrez, 1985) ha permitido dar a conocer la primera microflora hallada en sedimentitas de la Formación El Imperial, cuyo conocimiento paleontológico previo consistía casi exclusivamente de listados de fósiles no descriptos ni ilustrados. Los principales objetivos de estas investigaciones son aportar nuevos datos para la caracterización bioestratigráfica y paleoambiental del Carbónico y Pérmico de la Cuenca San Rafael (Polanski, 1970) y comprender sus relaciones con los potentes depósitos, quizás equivalentes, de la Cordillera Frontal.

Ubicación y antecedentes geológicos

Las capas que aquí se analizan afloran en el cañón del río Atuel aguas abajo de la represa El Nihuil, más precisamente entre el arroyo Aisol y la Central Hidroeléctrica El Nihuil N° 1 (figura 1). Esta pequeña región se halla ubicada en el límite entre las Hojas Geológicas 27c Cerro Diamante y 28c El Nihuil y ha sido motivo de atención en numerosos trabajos geológicos.

A los informes pioneros de Wichman (1928) y Stappenbeck (1934) donde se establecen los lineamientos básicos de la estratigrafía de esta comarca, siguieron los aportes de Dessanti (1945, 1954 y 1956), quien sobre la base del hallazgo de una pequeña fauna en el arroyo El Imperial redefinió las unidades neopaleozoicas separándolas del basamento. Posteriormente Volkheimer (1967), al ocuparse de las rocas car-

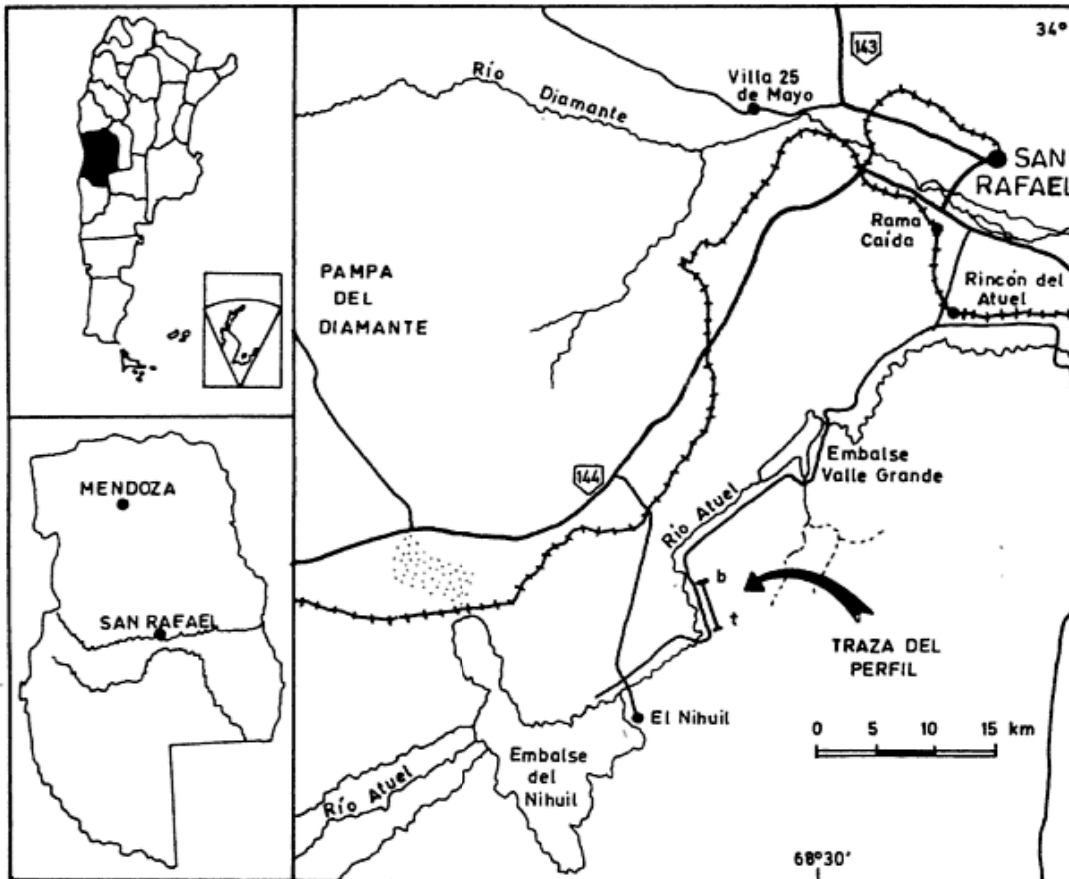


Figura 1: Mapa de ubicación del área con indicación del perfil estudiado.

bónicas del cañón del río Atuel, hace referencia a la presencia de deslizamientos (herpolitas) en esos depósitos en tanto que Dessanti y Caminos (1967) discuten la posición estratigráfica de algunas magmatitas relacionadas, utilizando edades radimétricas. Arrondo y Scalabrini (1978) analizaron comparativamente varios perfiles de esta cuenca cuyo basamento fue recientemente subdividido en las formaciones Horqueta y Río Seco de los Castaños por González Díaz (1981). Finalmente descripciones de microfósiles de la comarca estudiada fueron realizadas por Azcuy y Gutiérrez (1985).

Descripción del perfil

La sección levantada en detalle en el cañón del río Atuel (figura 2), corresponde a rocas de la Formación El Imperial (Dessanti, 1956). Su estudio procuró poner énfasis en dos aspectos: a) reconocer sus características litológicas y estructuras sedimentarias, con el propósito de obtener información sobre las condiciones paleoambientales en que se formaron y b) detectar todo posible contenido de organismos fósiles.

La Formación El Imperial descansa en discordancia angular sobre la Formación Río Seco de los Castaños, en la desembocadura del arroyo Aisol en el río Atuel, y está cubierto en discordancia por la Formación Cochicó (Dessanti, 1956), en las proximidades de la represa El Nihuil. El espesor medido es de 376 m y se han reconocido cuatro facies sedimentarias que desde la base son:

1. Facies de psamitas gruesas conglomerádicas

Está compuesta por arenisca gruesa conglomerádica (43 %), arenisca mediana (40 %) y conglomerado (17 %).

El contacto inferior es de fuerte discordancia angular con el basamento y el superior transicional con la facies de pelitas y psamitas alternantes.

Su espesor máximo local es de 19 m. Las psamitas y conglomerados forman bancos lenticulares que lateralmente se acuñan contra el basamento y se hallan confinados a las partes más bajas, llegando a perderse la continuidad física entre depósitos de distintos paleovalles.

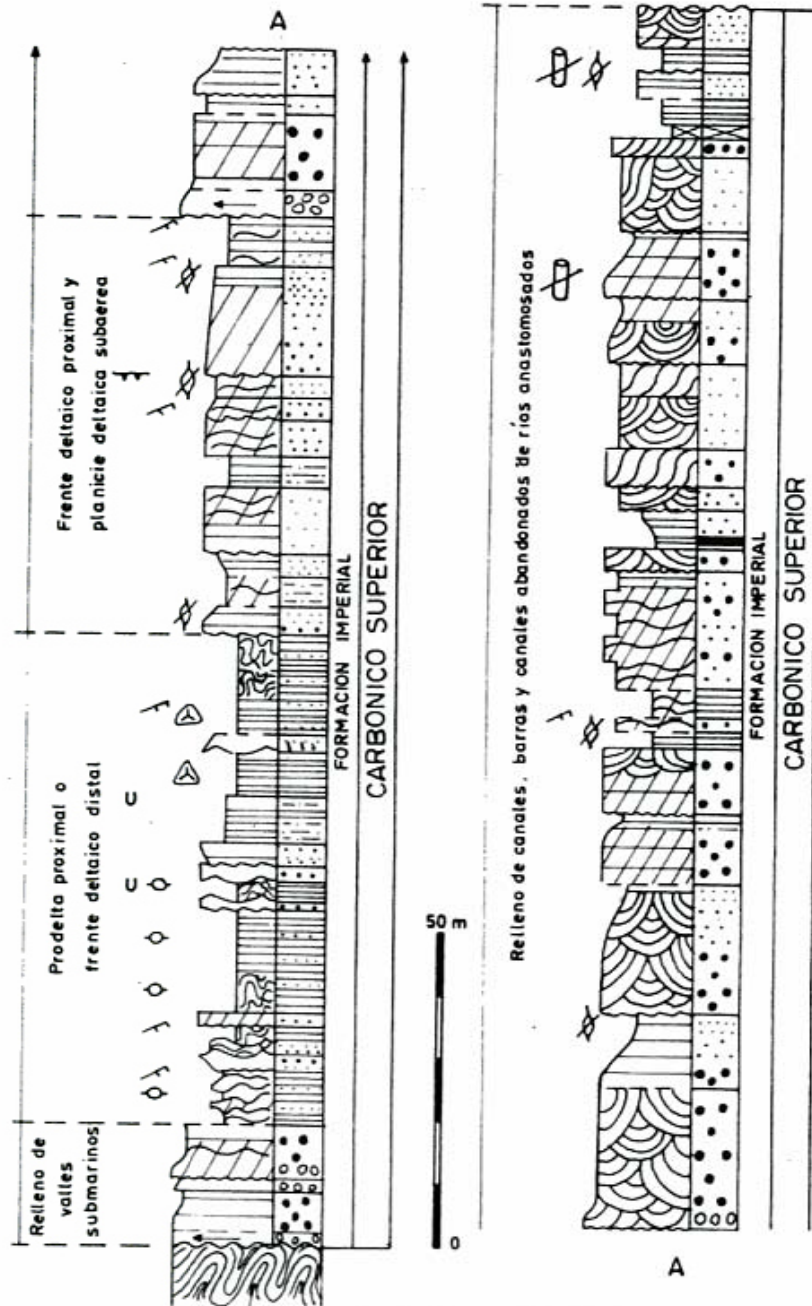


Figura 2: Perfiles de la Formación El Imperial, Carbónico superior del cajón del río Atuel, cuenca San Rafael, Mendoza.

Los bancos son gruesos a muy gruesos (1 a 3 m) de contactos transicionales a veces erosivos y suelen presentar gradación directa o inversa, aunque la tendencia general es granodecreciente. Los fenoclastos alcanzan hasta 2 cm y son de grauvacas, lutitas, areniscas, cuarzo y chert. Las estructuras primarias de corriente son inexistentes o groseras en el tramo inferior y adquieren mejor definición hacia el techo. Pasan desde masiva o planar paralela mal definida hasta planar oblicua, laminación

microentrecruzada, ondulítica fuera de fase o planar paralela.

Los dos metros basales están compuestos por un ortoconglomerado polimíctico granodecreciente, con fenoclastos preferentemente de grauvacas y lutitas provenientes del basamento. Son redondeados, equidimensionales o prolados con sus ejes mayores entre 5 cm y 65 cm disponiéndose subparalelos a la base del estrato. La matriz es arenisosa mediana y aumenta de base a techo (45 % hasta 70 %).

Los depósitos se interpretan como relleno de valles submarinos, con material producido por flujos turbidíticos, los cuales habrían cubierto un paleorelieve juvenil.

2. Facies de pelitas y psamitas alternantes

Se compone de pelitas (lutitas 60 % - limolitas 11 %) y psamitas subordinadas (medianas 19 %, finas 10 %). Sus contactos verticales con las facies inferior y superior son transicionales. El espesor aproximado es de 77 m y predominan los colores gris oscuro a negro.

Está caracterizada por estratos tabulares finos a medianos y hasta muy gruesos (Ingram, 1954), con notable continuidad lateral y abundantes marcas subestratales. Presenta una marcada ciclicidad pudiéndose diferenciar ciclos grandes y pequeños siempre con contactos netos. Los ciclos grandes varían en espesor entre 4 y 18 m y se componen de un banco basal de arenisca mediana masiva, con base ondulante o erosiva y frecuentes calcos de carga, al que sigue una alternancia de lutitas y areniscas finas subordinadas que representan el 80 - 90 % de cada ciclo. Es común la formación de pseudonódulos en el techo del ciclo infrayacente.

Las pelitas y psamitas finas de los ciclos grandes constituyen ciclos pequeños cuyo espesor varía entre 20 y 60 cm. La porción basal de estos son areniscas finas con gradación directa y selección cambiante; las bases son netas y muestran moldes de surcos y cordones longitudinales algo recurvados y sus techos presentan ondulitas asimétricas rectas cuyas líneas de charnela son transversales a la dirección de elongación de las marcas subestratales. Estas areniscas se componen de cuarzo (40 %), feldespatos (30 %), cemento carbonático (20 %) y matriz cuarzo-feldespática (10 %). Pasan transicionalmente a lutitas negras con fina laminación ondulosa o planar paralela con ocasionales láminas carbonosas.

Es conspicuo en esta facies hallar niveles con laminación convoluta y estructuras almohadilladas que se relacionan a deslizamientos subácueos. Las almohadillas pueden alcanzar 6 x 2,5 m en sección paralela al flujo y varios metros de longitud en sección normal al mismo; se componen de arenisca masiva envuelta por láminas de lutita deformadas plásticamente y suelen aparecer confinadas por bancos areniscosos tabulares que les supra e infrayacen. En algunos casos se observan brechas correspondientes a planos de despegue de deslizamientos.

En niveles basales, las limolitas desarrollan ondulitas prácticamente simétricas, de capas dorsales ininterrumpidas y crestas

discontinuas. La porción inferior de la facies es portadora de cadilitos (drop - stones) que miden entre 2 y 35 cm de eje mayor, compuestos por arenisca, cuarzo, chert, rocas plutónicas, volcánicas y gneílicas. La mitad superior contiene palinóforos y marcas de bioturbación bilobadas de tipo hiporelieve convexo (Seilacher en Frey, 1975) que en planta describen formas arqueadas o rectas. Bossi y Andreis (1983) citan marcas homólogas para una facies turbidítica de la Formación Guandacol.

Estos depósitos se interpretan como facies de prodelta proximal o frente deltaico distal. Los grandes y pequeños ciclos sugieren que su depositación se realizó a partir de procesos turbidíticos, los cuales debieron tener bajo régimen de flujo como lo atestiguan la laminación plano paralela y ondulosa, los pequeños bancos de arenisca fina con ondulitas asimétricas en el techo, y los surcos y cordones longitudinales algo recurvados. La depositación de gruesos bancos de arenisca mediana masiva y la presencia en el tramo inferior de ondulitas de alta velocidad con capas dorsales continuas, evidencian pulsos de mayor energía.

Los ciclos pequeños que presentan la mayor parte de esta facies, son comparables a los descriptos por Howell y Normark (1983) como facies D en tanto que los deslizamientos gravitacionales con deformación, representarían la facies F de los mismos autores. Estos deslizamientos se interpretan como originados en el sector de la pendiente deltaica.

El medio de sedimentación fue reductor como lo indica el contenido orgánico de las lutitas y las láminas carbonosas existen-

tes. La presencia de cadilitos parece indicar condiciones periglaciares.

Esta facies es análoga a la subfacies de deslizamientos de planicie deltaica subácuea descrita por Coleman y Prior (1983), y a la facies de prodelta proximal caracterizada por Spalletti (1980).

3. Facies de psamitas medianas y finas

Está caracterizada por el fuerte predominio de psamitas (84 %) que se componen de areniscas medianas (56 %) y finas (28 %). Las pelitas están representadas por fangolitas (16 %) subordinadas. Su contacto inferior es transicional en tanto que el superior es neto y su espesor medido es de 64 m. El color de las rocas en fractura fresca es blanco-grisáceo aunque en superficies intemperizadas predominan los tonos pardo-rojizos a consecuencia de los frecuentes "parches" de óxido férrico de hasta 5 cm de diámetro.

Las areniscas son limpias y constituyen bancos gruesos de buena continuidad lateral, homogéneos o granodecrecientes. Los contactos planares son frecuentes entre bancos de la parte inferior de la facies, mientras que en la parte superior son más comunes los irregulares a erosivos. La porción inferior de esta facies se caracteriza por presentar bancos con laminación plano paralela, microentrecruzada y ondulítica fuera de fase. Hacia la mitad aparecen las primeras ondulitas asimétricas y grietas de desecación, mostrando los bancos de la parte superior, estratificación planar oblicua o tangencial y laminación microentrecruzada u ondulítica fuera de fase.

Las limolitas y lutitas presentan laminación plano paralela y en algunos casos pequeñas ondulitas modificadas (crestas romas y senos agudos). También originan calcos de flujo en los bancos de areniscas que las cubren. Los niveles pelíticos son portadores de palinomorfos y restos vegetales carbonizados, en su mayoría flotados y no determinables.

Esta facies se interpreta como formando parte de un frente deltaico proximal que transicionalmente pasa a una planicie deltaica subaérea. Las estructuras y granometría evidencian que los sedimentos fueron transportados por un flujo trectivo altamente selectivo que dió lugar a la formación de canales distributarios y barras en espón. Además se registran también bahías interdistributarias subordinadas. La transición del ambiente subáqueo al subaéreo se reconoce por la aparición de grietas de desecación hacia la mitad de la facies. La observación (en limolitas) de pequeñas ondulitas asimétricas de crestas romas y senos agudos, sugieren la acción de mareas altas y bajas (Reineck y Singh, 1980). El desarrollo de óxido férrico, responsable de la coloración rojiza de los sedimentos, parece mostrar un pasaje hacia condiciones ambientales más oxidantes.

4. Facies de psamitas gruesas

Se compone principalmente de areniscas gruesas (55 %), medianas (21 %) y finas (10 %) con fangolitas (12 %) y conglomerados (2 %) subordinados. El contacto basal con la facies infrayacente es neto e irregular y el superior lo constituye (en la traza del perfil) una discordancia angular con la Formación Aisol. El espesor aproximado es de 217 m y predominan los colores claros (gris amarillento a blanquecino).

Comienza con ortoconglomerados polimicticos con base erosiva, a veces desproporcionados en su relación espesor de banco/diámetro de clasto (10/10 a 20 cm), y alternan con bancos de areniscas entrecru-

zadas o de lutitas negras laminadas. Los conglomerados son de color castaño y aspecto brechoide; con matriz arcósica (40 %) y clastos angulosos a subredondeados de arenisca, lutita, chert o metamorfitas, con eje mayor entre 5 (10) y 70 cm.

El resto se caracteriza por bancos gruesos a muy gruesos, granodecrecientes, de relativa continuidad lateral, compuestos por areniscas arcósicas gruesas y medianas. La base de los bancos es generalmente erosiva e incluye con frecuencia intraclastos lutíticos. La estructura interna de los bancos varía desde estratificación plano paralela, plano oblicua, entrecruzada en artesa y tangencial, hasta laminación plano paralela y ondulítica fuera de fase. Algunos bancos granocrecientes con estratificación diagonal, gradan lateralmente de arenisca a lutita en su parte inferior.

En el tramo superior de la facies aumenta el contenido de mica y en su parte cuspidal aparecen areniscas finas y lutitas carbonosas con laminación plano paralela y microentrecruzada.

Las lutitas contienen miosporas y restos vegetales carbonizados no determinables, en tanto que en las areniscas se hallan tallos y moldes de probables articuladas mal conservadas.

Esta facies se interpreta como formada por depósitos de canal, barras y canales abandonados de un sistema fluvial anastomosado.

Los cuerpos conglomerádicos basales evidencian la acción de corrientes tractivas altamente competentes (como lo indica el tamaño de grano medio y máximo) y de gran fluidez (ausencia de matriz pelítica). Posiblemente se hallan originados por corrientes laminares (shear - floods) en un sector distal del abanico, sin descartar que puedan estar vinculados a paleocanales anastomosados proximales.

El resto de la facies está representada por bancos areniscos depositados a partir de corrientes tractivas, definidamente canalizadas, que muestran variaciones en su competencia. Estos corresponden a relleno de canales y barras longitudinales o transversales. Los escasos bancos pelíticos están relacionados a depósitos de relleno de canal abandonado, los cuales son erodados total o parcialmente, cuando el canal activo retoma su curso.

Interpretación paleoambiental

La secuencia de facies sedimentarias de la Formación El Imperial aquí descripta, sugiere la existencia de tres etapas deposicionales durante su evolución. Las dos primeras son de sedimentación submarina a

subaérea y la tercera de franca depositación continental.

La acumulación comienza con material grueso, en parte provisto por el basamento, transportado por flujos turbidíticos densos y enérgicos, que forman los depósitos correspondientes a la facies de relleno de valles submarinos (1ª etapa). Estos bancos se apoyan en discordancia sobre las partes bajas del basamento, el cual presenta una topografía marcadamente irregular.

Sobre las turbiditas basales se desarrolla un cuerpo deltaico en el que se individualizan dos facies bien delimitadas (2ª etapa).

La inferior está compuesta por sedimentitas de prodelta proximal o frente deltaico distal. Consiste de bancos de areniscas y lutitas que muestran ciclicidad y son el producto de sedimentación a partir de procesos turbidíticos de bajo régimen de flujo. También incluyen deslizamientos subácueos que debieron producirse en la zona de la pendiente deltaica. La superior consta de areniscas bien seleccionadas correspondientes al frente deltaico proximal (o planicie deltaica baja), que pasan transicionalmente a la planicie deltaica alta, como lo atestigua la aparición de estructuras de exposición subaérea. Los depósitos evidencian el desarrollo de canales distributarios, barras en espolón y escasas bahías interdistributarias, en las que la pobreza de pelitas sugiere efímeras interrupciones en el aporte de materiales más gruesos.

La existencia de deslizamientos gravitacionales en la facies inferior indica un aporte abundante, el cual sumado a la falta de interrupciones significativas, revela la presencia de un paleodelta constructivo. Los cadilitos (*drop-stones*) presentes en la sección basal del frente deltaico distal, serían indicadores de condiciones periglaciares al momento de la depositación.

La tercera etapa de relleno incluye depósitos de areniscas gruesas originados por canales y barras de ríos anastomosados. El registro de esta sedimentación es incompleto pues se halla truncado por erosión.

Aspectos paleontológicos

Los restos fósiles de megaflores recogidos durante el levantamiento del perfil, están representados solamente por fragmentos de tallos en su mayoría carbonizados y no determinables. De las muestras palinológicas algunas resultaron fértiles, aunque su grado de preservación y estado de carbonización no permitirán aumentar sustancialmente el número de formas ya descritas en esta localidad (Azcuy y Gutiérrez, 1985). Sin embargo el análisis palinológico de estas muestras será complementado con el estu-

dio de la materia orgánica en una próxima contribución. Las miosporas hasta ahora reconocidas son: *Lundbladispora braziliensis* (Pant y Srivastava) Marques Toigo y Pons, *Foveosporites hortonensis* (Playford) Azcuy, *Plicatipollenites malabarensis* (Potonie y Sah) Foster, *Plicatipollenites densus* Srivastava, *Plicatipollenites* cf. *P. trigonalis* Lele, *Cannanoropollis densus* (Lele) Bose y Maheshwari, *Potonieisporites magnus* Lele y Karim, *Caheniasaccites* sp, *Vallatisporites* sp, *Cristatisporites* sp, *Endosporites* sp y ? *Spinozonotriletes* sp, las cuales provienen de la facies 2 (pelitas y psamitas alternantes) aquí reconocida.

Fuera del material arriba citado se ha descrito de la Formación El Imperial un resto de leño picnofílico de gimnosperma, *Modullopitys menendezii* Petriella (1983), proveniente de las inmediaciones del puesto Los Boleadores, muy probablemente de la parte superior de la formación. Del arroyo El Imperial y en una ubicación estratigráficamente próxima a la base de la formación homónima, se conocen citas (Dessanti, 1945; Polanski, 1970; Glúdice, 1971) de una fauna compuesta por: *Syringothyris ferugloei* Amos, *Kitakamythyris septata* (Chronic), *Beecheria patagonica* Amos, *Streptorhynchus inaequior-natus* Leanza, *Spirifer pericoensis* Leanza, "*Neospirifer*" *leonicitensis* (Harr.) *Spirifer supramosquensis* Nik., *Septosyringothyris* aff. *S. keideli* (Harr.), *Dielasma* cf. *D. itaitubense* Derby, *Mourlonia* cf. *M. advena* (Reed), *Productella* sp, *Buxtonia* sp *Lingula* sp, *Orbiculoidea* sp y *Pleurotomaria* sp.

Del yacimiento de manganeso Santa Cruz, la equivalente (?) Formación Agua Escondida (González Díaz y García, 1968), ha brindado escasos restos de una megaflores compuesta por *Cordaites* sp y tallos de articulados del tipo "*Calamites*" s.l. Otra pequeña flora compuesta por *Cordaicarpus* sp, restos de esfenópsidas, y probables glossopterídeas fue recientemente coleccionada en los alrededores de la mina El Peño y se halla en estudio.

Antigüedad del ciclo sedimentario

La información fosilífera hasta ahora conocida de la Cuenca San Rafael, permite agrupar el material paleontológico de la sucesión neopaleozoica como integrado por tres conjuntos: uno faunístico ubicado próximo a la base de la Formación El Imperial, otro palinológico asociado con o inmediatamente por encima del anterior y finalmente restos de megaflores probablemente correspondientes a la parte superior del ciclo sedimentario.

El valor estratigráfico de la fauna es considerado por ahora tentativo, pues salvo unas pocas, la mayor parte de sus especies

corresponde a citas de material no descripto ni ilustrado. Sin embargo, la ausencia de las especies diagnósticas del Carbónico medio-superior (*Levipustula levis* Maxwell) o Pérmico inferior (*Cancrinella aff farleyensis* Etheridge y Dunn), más bien parece acercarla a la "fauna intermedia" propuesta por González (1985), conocida en las quebradas de La Herradura (Leanza, 1945) y La Delfina (Ottone y Azcuy, 1986) en la Cuenca Paganzo. Esta "fauna intermedia" tendría su ubicación estratigráfica en el Carbónico superior.

El segundo conjunto compuesto por palinomorfos, es portador de varias de las especies características de la palinozona *Potoniesporites* (Azcuy y Jelin, 1980), y ha sido atribuido al Carbónico superior tardío (Azcuy y Gutiérrez, 1985; Azcuy, 1984). Estos elementos han sido descriptos en capas de la localidad aquí estudiada y certifican la antigüedad de la parte inferior de la Formación El Imperial.

Finalmente los restantes fósiles conocidos provienen de sedimentitas de la parte superior de la unidad mencionada o de afloramientos aislados cuya equivalencia con la Formación El Imperial o parte de ella es todavía dudosa. En el primer caso *Medullopitys menendezii* ha sido atribuida al Carbónico superior - Pérmico inferior (Petrilli, 1983) lo cual resulta coherente con lo arriba expuesto. En cuanto al resto de las megaflores será prudente esperar su estudio sistemático antes de adjudicarles valor cronológico.

Diastrofismo

Sobre la base de evidencias de campo, contenido fosilífero, espesores sedimentarios, dataciones radimétricas y magmatismo asociado, fue acotada recientemente, la posición estratigráfica del diastrofismo que originó y puso fin a la sedimentación en las cuencas neopaleozoicas de Argentina (Azcuy, 1985).

Lista de trabajos citados en el texto

ACEÑOLAZA, F. G. y A. J. TOSELLI, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Fac. Cienc. Nat. Univ. Nat. Tucumán, Publ. esp. 1287: 1-22, Tucumán.
ARRONDO, O. y J. SCALABRINI ORTIZ, 1978. Contribución al conocimiento del Carbónico de las Sierras Pintadas y nota sobre el hallazgo de un nuevo nivel marino en la Formación Imperial (San Rafael, Mendoza). Acta Geológica Lilloana (Suplemento 14): 105-110, Tucumán.
AZCUY, C. L., 1984. Estado de las investigaciones Palinológicas y Paleobotánicas en el Neopaleozoico de Argentina. Bol. Proy. 211 - IGCP, 1: 9-13, San Carlos de Bariloche.
_____, 1985. Paleogeography and Stratigraphy on Late Carboniferous of Argentina. X^o Int. Carb. Congr. Strat. Geol. 4: 281-293, (Madrid, 1983).
_____, y P. R. GUTIERREZ, 1985. Palinología de sedimentitas carbónicas de la cuenca San Rafael. Ameghiana, XXII (1-2): 97-109, Buenos Aires.

La Cuenca San Rafael se reconoce como una extensa y angosta faja de dirección nornoroeste-sursureste que se extiende aproximadamente entre San Carlos en la Provincia de Mendoza, y Agua Escondida en el límite de esta provincia con la de La Pampa. Su porción norte, estuvo probablemente abierta a una cuenca occidental mayor de sedimentación variscica, en la cual se depositaron las capas carbónico-pérmicas de la Cordillera Frontal.

La historia deposicional de la Cuenca San Rafael parece comenzar en el Carbónico superior luego de los movimientos intracarbónicos de la fase Malimánica (Aceñolaza y Toselli, 1981) o Somuncúrica (Ramos y Ramos, 1979). Esta fase estaría representada en la cuenca, por la discordancia angular que separa las formaciones El Imperial y Agua del Toro, unos 50 km al nornoroeste del perfil aquí descripto. Más conflictivo resulta el reconocimiento de la fase Chánica (Turner y Mendez, 1975), para lo cual sería necesario certificar la existencia de rocas del Carbónico inferior en la Formación Agua de Toro. Desafortunadamente, la posición estratigráfica de esta unidad en el Carbónico inferior resulta dudosa, por la falta de documentación paleontológica y por el desconocimiento de sus relaciones de yacencia con la Formación La Horqueta (Precámbrico?).

Las sedimentitas de la Formación Cochicó (Desanti, 1956), que en las proximidades de la represa El Nihuil yacen en discordancia sobre la Formación El Imperial, evidencian la presencia de la fase Sanrafaélica (Ramos y Ramos, op. cit.) que cierra el ciclo sedimentario al finalizar el Pérmico inferior. Los importantes episodios magmáticos y las escasas sedimentitas continentales relacionadas con los movimientos de esta fase en la cuenca, se reúnen bajo la denominación de Grupo de la Sierra Pintada (Criado Roque, 1972).

_____, y R. JELIN, 1980. Las Palinozonas del Límite Carbónico-Pérmico en la Cuenca Paganzo. II^o Congr. Paleont. y Bioestr. y I^o Congr. Latinoam. Paleontología, (1978), Actas, IV: 51-67, Buenos Aires.
BOSSI, G. E. y R. R. ANDREIS, 1985. Secuencias Deltaicas y Lacustres del Carbónico del Centro Oeste Argentino. X^o Congr. Int. Geol. y Estr. del Carbonífero, (1983), 3: 285-309, Madrid.
COLLEMAN, J. M. y D. B. PRIOR, 1982. Deltaic Environments in Sandstone Sedimentary Environments. P. A. Scholle y Spearing (eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 31: 139-174, Tulsa.
CRIADO ROQUE, P., 1972. Bloque de San Rafael. Geología Regional Argentina, A. F. Leanza (Dir. y Ed.); Acad. Nac. Cienc., 237-287, Córdoba.
DESSANTI, R. N., 1945a. Informe Preliminar sobre la Sierra Pintada. Dir. Nac. Geol. y Min. División Geol. Regional, Carpeta 144; (inédito), Buenos Aires.

- _____, 1954. Estructura Geológica de la Sierra Pintada. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, IX (4): 246-252, Buenos Aires.
- _____, 1956. Descripción Geológica de la Hoja 27c Cerro Diamante. *Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol.* 85: 1-79, Buenos Aires.
- _____, y R. CAMINOS, 1967. Edades potasio argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierra de San Rafael. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXII (2): 135-162.
- FREY, R. W., 1975. *The Study of Trace Fossils*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 565 pgs.
- GIUDICI, A. R., 1971. Geología de las adyacencias del Río Diamante al este del cerro homónimo, Provincia de Mendoza, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (4): 439-458, Buenos Aires.
- GONZALEZ, C. R., 1985. Esquema Bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 16: 231-244, Tucumán.
- GONZALEZ DIAZ, F. E., 1981. Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada "Serie de La Horqueta" del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza. VIIIº Congr. Geol. Arg. Actas, 4: 823-838, San Luis.
- _____, y H. H. GARCIA, 1968. El hallazgo del Neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (ES de Mendoza y NO de La Pampa). III Jornadas Geológicas Argentinas, Actas, 1: 341-354, 1966, Comodoro Rivadavia.
- HOWELL, D. G. y W. R. NORMARK, 1982. Submarine Fans en Sandstone Sedimentary Environments. *Memoir* 31: 365-380, AAPG Edited by P.A. Scholle & Darwin Spearing.
- INGRAM, P. L., 1954. Terminology for the Thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 937-938, New York.
- LEANZA, A. F., 1945. Braquiópodos Carboníferos de la quebrada de la Herradura, al NE de Jachal, San Juan. *Mus. La Plata, 10 Not. (Paleont., 86)*: 277-314.
- OTTONE, E. G. y C. L. AZCUY, 1986. El Perfil de la Quebarada La Delfina, Provincia de San Juan. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, (en prensa), Buenos Aires.
- PETRIELLA, B., 1983. *Nedullopitys menendezii* n. sp., Leño Picnoxílico de Gimnospermas del Paleozoico superior de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, XIX (3-4): 253-257.
- POLANSKI, J., 1970. Carbónico Pérmico de la Argentina. *EUDEBA*, 216 pág., Buenos Aires.
- RAMOS, E. D. y V. A. RAMOS, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. XIIº Congr. Geol. Arg., Actas, (Neuquén, 1978), 1: 771-786, Buenos Aires.
- REINECK, H. y I. SINGH, 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 549 pág., Heidelberg New York, Berlin.
- SPALLETI, L. A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg., Serie B*, 8, 1-175, Buenos Aires.
- STAPPENBECK, R., 1934. *Geología de la Montaña San Rafael*. Y.P.F. (Inéd.), Buenos Aires.
- TURNER, J. C., y V. MENDEZ, 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Bol. Acad. Nac.*, 51 (1-2): 11-24, Córdoba.
- VOLKHEIMER, W., 1967. Herpolitas en el Carbónico de la Sierra Pintada (con un perfil del Río Atuel) Provincia de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXII (1): 75-78, Buenos Aires.
- WICHMANN, R., 1928. Reconocimiento Geológico de la región del Nihuil con referencia especial al proyecto dique de embalse de las aguas del río Atuel. *Dir. Nac. Geol. y Minería, Carpeta N° 63* (Inéd.), Buenos Aires.

Recibido: 20 de marzo, 1985
Aceptado: 19 de mayo, 1986

W. E. ARIAS
Laboratorio Geológico - Exploración - YPF
CARLOS L. AZCUY
Departamento de Ciencias Geológicas UBA - CONICET

PETROLOGIA Y GEOCRONOLOGIA DEL SECTOR CENTRAL DE LA SIERRA DE LONCO VACA, LA PAMPA

PABLO DANIEL PARICA

Resumen

Las rocas aflorantes en el área de la cantera Lonco Vaca constituyen uno de los mayores asomos de basamento cristalino de la provincia de La Pampa. Su petrología y geocronología revelan una sucesión de acontecimientos metamórficos, ígneos y deformacionales que permiten incluir a este basamento dentro de la unidad geoestructural de las Sierras Pampeanas.

En las rocas metamórficas procedentes de psamo-pelitas y cuerpos ígneos básicos se distinguen tres eventos metamórficos, los dos primeros regionales y el tercero, térmico-local. Los episodios magmáticos están representados sucesivamente por pegmatitas graníticas, diques de granito y granito aplítico.

El estudio geocronológico basado en la petrología y efectuado mediante los métodos Rb-Sr y K-Ar, permitió datar la mayoría de los acontecimientos geológicos ocurridos durante la evolución de este basamento. Los dos eventos de metamorfismo regional y el primer episodio magmático se asignan al Precámbrico y los dos últimos episodios magmáticos al Ordovícico inferior y Carbónico inferior respectivamente.

Abstract

The rocks from the Lonco Vaca area are one of the main crystalline basement outcrops in the province of La Pampa. Petrological and geochronological data show a sequence of metamorphic, igneous and deformation events in this basement of the Sierras Pampeanas geostructural unit.

Composition and fabric analyses support a psamo-pelitic and basic igneous origin for the metamorphic rocks and three metamorphic events during their evolutions. The first two are regional and the last one is a local thermal event. Three magmatic episodes are respectively represented by granitic pegmatites, granite dikes and a aplitic granite.

Geochronological study based on petrological grounds was carried through Rb-Sr and K-Ar methods. Most of the geological events have been dated. The regional metamorphism and the first magmatic episode are assigned to the Precambrian, while the last two magmatic episodes are respectively assigned to Early Ordovician and Early Carboniferous times.

INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de la petrología y geocronología del basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca, definiendo los eventos metamórficos y eruptivos más importantes acontecidos durante su evolución y estableciendo la relación con el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas.

La sierra de Lonco Vaca se sitúa a la altura del kilómetro 556 de la ruta nacional N° 188, departamento de Rancul, provincia de La Pampa, a los 65°58'O y entre los 35°05'-35°20'S (figura 1).

La sierra constituye un pequeño bloque de basamento cristalino de 6 km de longitud en dirección norte-sur y unos 3 km de ancho en dirección este-oeste. Este bloque fue peneplanizado y posteriormente ascendido mediante una falla inversa de rumbo N20°E que lo limita hacia el oeste.

El estudio fue realizado en el área de la cantera Lonco Vaca, situada en la porción centro-occidental de la sierra. Allí aflora el basamento cristalino constituido por rocas metamórficas intruidas por rocas graníticas.

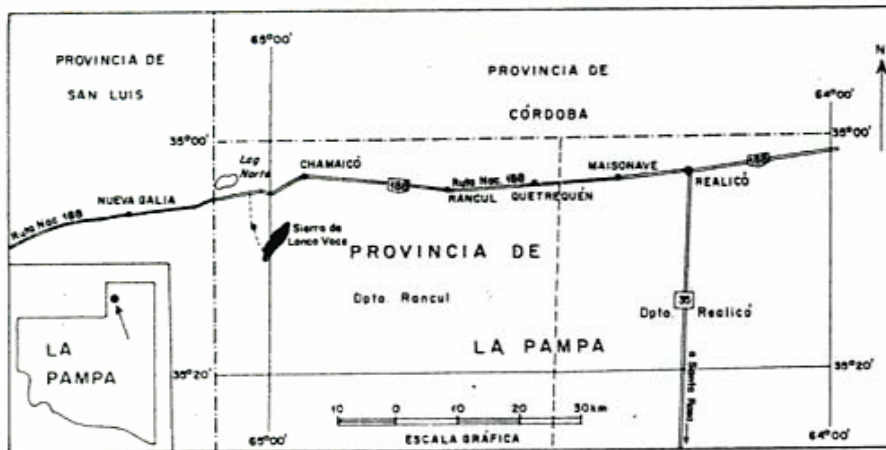


Figura 1: Mapa de ubicación de la sierra de Lonco Vaca.

El estudio petrológico consistió en la distinción, caracterización y establecimiento cronológico de los eventos metamórficos, magmáticos y deformacionales acontecidos durante la evolución del basamento cristalino. Para ello se efectuó el reconocimiento y mapeo de las litologías que lo componen, se estudiaron 35 cortes delgados, se realizaron 15 determinaciones mineralógicas por difracción de rayos-X y 4 por tinción superficial. En las rocas metamórficas se puso énfasis en el estudio de su fábrica, mediante el análisis cualitativo de sus estructuras y texturas, en gran parte dificultado por las condiciones de afloramiento.

Para la investigación geocronológica se utilizó el método de datación Rb-Sr por isocrona, sobre roca total, combinado con el de K-Ar sobre minerales o pares minerales. La elección de estos métodos y de las técnicas de muestreo estuvo condicionada por el estudio petrológico previo, siendo además de vital importancia en la interpretación de los resultados obtenidos. Este estudio estuvo complementado con determinaciones semicuantitativas por difracción de rayos-X para determinar el grado de cloritización de la biotita utilizada en el método K-Ar.

En la comparación de estos afloramientos con los similares de las Sierras Pampeanas se utilizaron los datos geológicos y geocronológicos publicados por distintos autores, tal como se indicará en el texto.

ANTECEDENTES

Muchos autores han hecho mención sobre la geología de la provincia de La Pampa, pero los trabajos regionales de mayor importancia se deben a Stappenbeck (1913, 1926); Wichmann (1928); Tapia (1930, 1939);

Llambías (1975) Linares, Llambías y Latorre (1980). Las características geológicas de la cantera Lonco Vaca fueron descritas por Pastore (1932); Sister (1949); Friboes (1967); Llambías (1975) y Linares et al. (1980). Todos estos autores describieron esquistos, gneises y anfibolitas intruidos por pegmatitas, granitos y granitos aplíticos.

Linares, Llambías y Latorre (1980), incluyen el basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca en el Precámbrico superior y Paleozoico inferior, habiendo obtenido en las anfibolitas edades de 688 ± 15 Ma; 644 ± 10 Ma y 814 ± 35 Ma por el método K-Ar sobre hornblenda y una edad de referencia 607 ± 100 Ma por el método Rb-Sr sobre roca total, para esquistos micáceos. En las pegmatitas hallaron una edad K-Ar sobre moscovita de 665 ± 25 Ma; mientras que para los granitos indicaron edades K-Ar sobre moscovita de 515 ± 10 Ma y 395 ± 15 Ma, por lo que se asignaron a los mismos en forma indiferenciada al Cámbrico superior y al Devónico inferior. Sin embargo, los autores citados (op. cit.: 120) dejaron abierta la posibilidad de modificar este esquema geocronológico, dada la anomalía de algunos de los datos analíticos utilizados. De esta posibilidad surgió el presente trabajo; el cual constituye un resumen del trabajo "Geología, petrología y geocronología de la sierra de Lonco Vaca, en el área de la cantera Lonco Vaca, provincia de La Pampa", presentado en 1983 por el autor como trabajo final de licenciatura en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

GEOLOGIA

GEOLOGIA GENERAL

En el área de la cantera Lonco Vaca afloran rocas ígneas y metamórficas del basamento cristalino, cubiertas en parte por sedimentos recientes, suelos y en la propia cantera por material de desmonte. El basamento se compone de esquistos micáceos a gneises y anfibolitas, intruidas por pegmatitas graníticas, diques de granito y granito aplítico. El cuadro 1 muestra una síntesis de la estratigrafía observada.

GEOLOGIA DEL BASAMENTO CRISTALINO

Rocas metamórficas

-Esquistos micáceos

Son rocas de color castaño, con marcada esquistosidad y en algunos sectores foliadas,

gradando a gneises esquistosos. Ambas estructuras presentan rumbo N20°E e inclinación 66° al sureste, ligeramente modificadas por las intrusiones graníticas. La esquistosidad se debe a biotita lepidoblástica y en menor proporción moscovita y la foliación a la alternancia de bandas melanocráticas (1-4 mm) ricas en minerales micáceos, con bandas leucocráticas (1-4 mm) ricas en cuarzo y plagioclasa. Presentan localmente fracturamiento transversal y oblicuo a la esquistosidad.

Se componen de biotita, moscovita, cuarzo y plagioclasa, y en menor proporción por granate, ortosa, sillimanita y clorita. Su grano es fino a mediano, con porfiroblastos de moscovita de 6 a 7 mm de diámetro que conforman una incipiente textura porfiroblástica.

| ERA | PERIODO | EPOCA | LITOLOGIA |
|------------------------|--------------|----------|---|
| CENOZOICO | CUARTARICO | Holoceno | Sedimentos arenosos, suelos y material de desmonte. |
| PALEOZOICO | CARBONICO | Inferior | Granito aplítico |
| | ORDOVICICO | Inferior | Granito |
| PRECAMBRICO SUPERIOR * | PANAMERICANO | | Pegmatita |
| | BRASILIANO | | Esquistos micáceos a gneises. Anfibolitas |

* Para el Precámbrico se adoptó la subdivisión propuesta por Harrington (1975).

Cuadro 1: Estratigrafía del área de la cantera Lonco Vaca, provincia de La Pampa.

La biotita es predominante, subidioblástica poco deformada, aunque localmente puede presentar flexuramientos y cloritización. Existen además xenoblastos de biotita flexurada y en parte cloritizada, dispuestos transversalmente a la biotita lepidoblástica y envueltos por esta última (lámina 1c). La plagioclasa (oligoclasa) forma xenoblastos equidimensionales a lenticulares, con maclado de penetración oblicuo a la textura lepidoblástica o bien en xenoblastos fracturados con aspecto nuboso. Ambos tipos de plagioclasa son envueltos por la textura lepidoblástica (lámina 1a). Otros xenoblastos de plagioclasa, no presentan deformación ni textura envolvente por las micas lepidoblásticas. Las texturas de envoltura se repiten en xenoblastos de ortosa y granate, ambos presentes en escasa proporción y fracturados (lámina 1b-1d).

La moscovita lepidoblástica se presenta en los esquistos y en las bandas melanocráticas de los gneises en menor proporción que la biotita. En escasa cantidad se asocia al cuarzo y la plagioclasa en las bandas leucocráticas de los gneises, y en ocasiones forman bandas como único mineral. Cuando se asocia a biotita, se dispone miméticamente en cristales subidioblásticos de tamaño similar al de la biotita, o bien en

cristales subidioblásticos de igual o mayor tamaño pero dispuestos en forma truncada a la biotita lepidoblástica. Muchos de estos últimos forman los pequeños porfiroblastos presentando en algunos casos trenes de inclusiones de biotita lepidoblástica (lámina 1f). Los caracteres texturales de la moscovita muestran que cristalizó con posterioridad a la biotita lepidoblástica. En cercanía de los diques de granito, la proporción de moscovita aumenta y además se asocia a biotita neoformada miméticamente sobre biotita lepidoblástica deformada, en parte cloritizada.

El cuarzo y la plagioclasa que se presentan en las bandas leucocráticas de los gneises forman textura granoblástica de grano fino a mediano. El cuarzo es de grano más fino que la plagioclasa, fracturado o con extensión ondulosa, en otros casos sin deformación, con inclusiones de sillimanita fibrolítica y circón. La plagioclasa es xenoblasta fracturada sin maclado o con maclado de penetración, de bordes corroidos por el cuarzo y aspecto nuboso. En otros casos se presenta como cristales neoformados de igual composición (oligoclasa), pero en xenoblastos elongados, límpidos, sin efectos de deformación y con maclado polisintético.

Las inclusiones más frecuentes corresponden a pequeños cristales de circón, apatita, y turmalina, esta última en muestras cercanas a los diques de granito.

Anfibolitas

Las anfibolitas forman un cuerpo lenticular, elongado en dirección norte-sur, emplazado dentro de los esquistos micáceos. Su contacto oriental es digitado a escala mesoscópica y su contacto occidental es neto y tectónico.

Estas rocas se caracterizan por su color verdoso oscuro y estructura foliada, en sec-

tores reemplazada por textura granoblástica. Es característico también su intenso fracturamiento en bloques.

Se transforman en esquistos verdes, en la cercanía de las fracturas o de los contactos con otras litologías, con color castaño-rojizo debido a su alteración.

La foliación, como en los esquistos micáceos posee rumbo N20°E y una inclinación promedio de 66° al este. Se debe a la alternancia de bandas leucocráticas (1-2 mm) ricas en plagioclasa y de textura granoblástica con bandas melanocráticas (2-3 mm) ricas en hornblenda, con textura nemato-

LAMINA I



Esquistos micáceos: 1a: Plagioclasa y cuarzo relícticos y envueltos por la estructura S2. 1b: Ortosa relíctica envuelta por la estructura S2. 1c: Biotita relíctica y envuelta por la estructura S2. 1d: Almandino relíctico y envuelto por la estructura S2.

Anfibolitas: 1e: Piroxeno relíctico reemplazado parcialmente por hornblenda.

Esquistos micáceos: 1f: Moscovita de disposición truncada a la estructura S2 y con inclusiones orientadas según S2.

Granitos aplíticos: 1g: Xenocrystal de mica flexurado y corroído por el líquido granítico. 1h: Folia de micas xenocrystalinas.

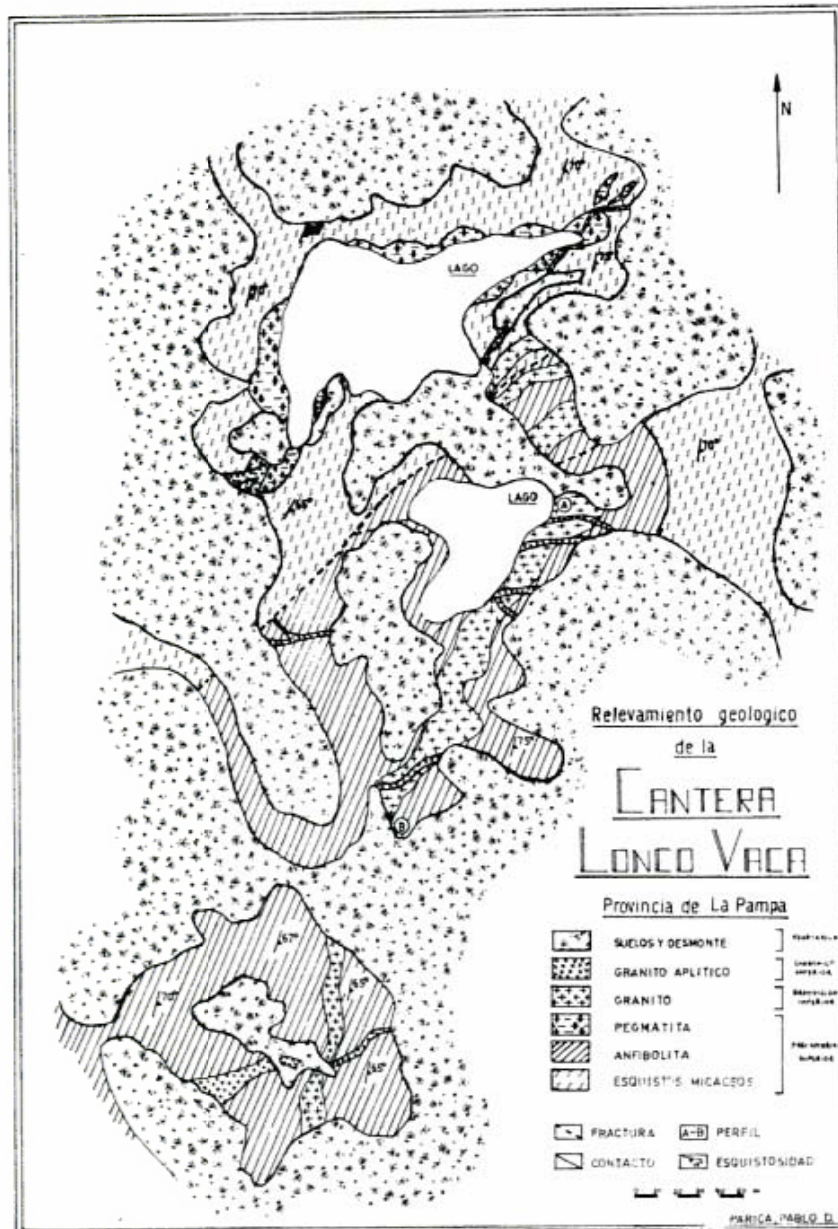


Figura 2: Relevamiento geológico de la cantera Lonco Vaca.

blástica. Esta textura imprime una grosera esquistosidad en dichas bandas. Existen en forma aislada, bandas (2-3 mm) de grano muy grueso, compuestas por plagioclasa y en menor proporción por hornblenda.

La hornblenda es subidioblástica o xenoblástica, verde brillante a verde amarillento, con variable grado de fracturamiento. La plagioclasa (andesina cálcica) se presenta en igual o mayor proporción que la hornblenda y con tamaño similar. Forma xenoblastos con o sin maclado polisintético y con variable grado de deformación, representado por su extinción ondulosa, fracturamiento y pérdida parcial o combamiento de su maclado polisintético. Algunas muestras poseen cristales relictivos de piroxeno

(augita diopsídica) reemplazados periféricamente por hornblenda (lámina 1e) y cristales relictivos de plagioclasa labradorítica con aspecto nuboso, o bien deformados, con fracturamiento, maclado de penetración o pérdida parcial de su maclado polisintético.

Hacia los diques de granito la hornblenda se asocia a epidoto y la plagioclasa se torna más sódica (oligoclasa). El epidoto se presenta en masas xenoblásticas que tienden a rodear a la hornblenda, con numerosas y pequeñas inclusiones de cuarzo a manera de textura cribada. Esta textura se repite en menor proporción en la hornblenda y la plagioclasa.

En cercanía de los diques de granito aplítico se observa hornblenda de grano grueso y poiquiloblástica, con inclusiones de epidoto, plagioclasa y hornblenda.

Otros minerales que componen a las anfibolitas son ilmenita, apatita y titanita.

Aquellas anfibolitas transformadas a esquistos verdes presentan tremolita-actinolita fibrosa, clorita, biotita y zoicita formados a expensas de la hornblenda, con plagioclasa más sódica y acompañada por la cristalización de cuarzo y reemplazo periférico de la ilmenita por titanita.

Rocas graníticas

Pegmatita

Se describen las rocas pegmatíticas y su relación con las restantes litologías. Además se hace referencia a las rocas formadas en los contactos de la pegmatita con la roca de caja.

Las pegmatitas constituyen un cuerpo lenticular de disposición noreste-suroeste, aproximadamente concordante con la estructura de los esquistos micáceos a los que intruyó. Su longitud es de unos 220 m y su espesor de unos 20 m en los extremos del cuerpo y 50 m en el sector central (figura 2).

Presentan textura inequigranular y de grano muy grueso, su composición es granítica, constituida por proporciones variables de cuarzo, microclino, plagioclasa (oligoclasa) y moscovita, esta última en cristales de grano grueso o en agregados laminares de grano muy grueso. En menor proporción posee biotita en agregados laminares de grano grueso.

El efecto térmico producido por la pegmatita, se restringe a la cristalización de moscovita y recristalización de biotita en los contactos con los esquistos.

Los contactos por lo general son netos, modificando localmente a la esquistosidad de la roca de caja. Con el desarrollo de abultamientos de material pegmatítico que penetran a dicha roca. Localmente pueden ser graduales, pues en el sector sur-este inyectó capa a capa a los esquistos micáceos transformándolos en magnetitas con marcado plegamiento ptigmático.

En el sector norte asimiló a los esquistos micáceos desarrollando una roca de mezcla granítica, muy similar a los granitos aplíticos, pero a diferencia de estos, los contactos no son netos y poseen un tamaño de grano algo mayor. Esta roca es de textura granosa, inequigranular, de grano mediano a grueso, caracterizada por una alta proporción de material micáceo. Microscópicamente muestra textura panalotriomórfica, compuesta por cuarzo, microclino, oligoclasa

y gran cantidad de biotita y moscovita de tamaño similar o mayor que el resto de los componentes. Las micas se disponen a manera de pequeñas folias, o bien en xenocristales flexurados y corroídos por el cuarzo o los feldespatos, pero sin anomalías en sus propiedades ópticas.

La relación con los granitos no se observa en el campo, a diferencia de la que muestran con los granitos aplíticos, que intruyen en ambos extremos del cuerpo pegmatítico.

La deformación posterior produjo en estas rocas cataclásis, fracturamiento y localmente milonitas.

Granito

Los granitos constituyen un conjunto de diques emplazados a lo largo de una faja de fracturamiento, controlada por la estructura de las rocas metamórficas (figura 2), que posee máxima expresión dentro de las anfibolitas. Los diques muestran un trazado irregular, aproximadamente paralelo a la estructura de las rocas metamórficas, con diseño ramificado a partir de un núcleo del que irradian con variable espesor. Muestran acunamientos, emplazamiento en fracturas curvas y suelen rodear grandes bloques de anfibolita a causa de su diseño ramificado (figura 3).

El máximo espesor es de 12 m en el núcleo, mientras que en los que irradian de éste varían entre 2 y 4 m de espesor. La cantidad de diques que intruyen a los esquistos micáceos es menor y el control de emplazamiento por la esquistosidad es mayor. Además su espesor es algo menor (0,3-1,5 m) y muestran frecuentemente abultamientos y estrangulamientos que modifican localmente la esquistosidad de la roca de caja.

En el mapa (figura 2) los diques de granito se representan como una faja, pero son representados en detalle en el perfil (figura 3).

Los contactos son netos, mostrando en ocasiones una facies de grano más fino de pocos centímetros de espesor. Son de color rosado, de grano grueso a muy grueso, en parte pegmatoides. La distribución de sus componentes es muy irregular, con mayor homogeneidad y menor granulometría cuando intruyen a los esquistos micáceos. Están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muy poca moscovita y biotita. Es notable el grado de cataclásis y fracturamiento, presentando microscópicamente textura panalotriomórfica a cataclástica.

Están compuestos principalmente por microclino, en grandes cristales xenomorfos o en verdaderos porfiroclastos, fracturados, con pérdida parcial o total de su maclado,

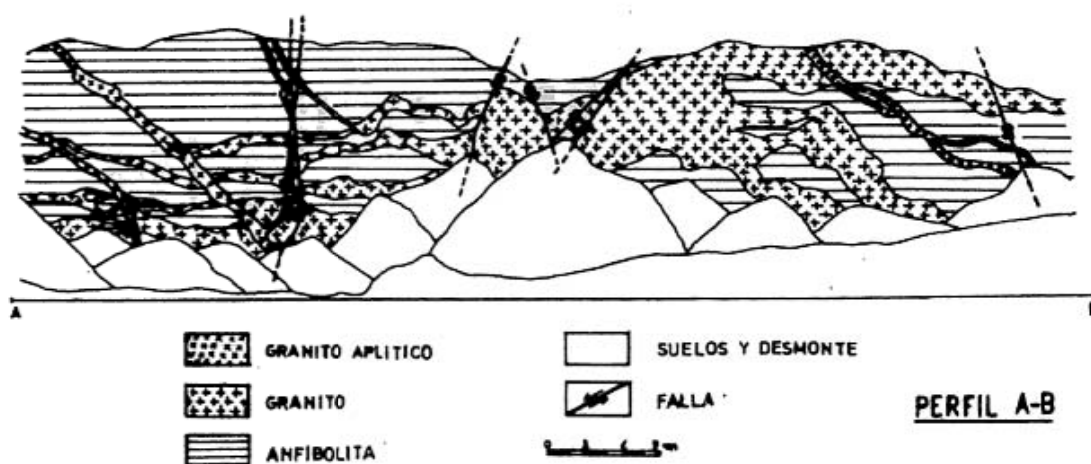


Figura 3: Perfil sobre el frente principal de la cantera Lonco Vaca.

granulación marginal, planos de deslizamiento y pertitización. La plagioclasa (oligoclasa) también forma grandes cristales xenomorfos o porfiroclastos, con similares rasgos de deformación que el microclino. En parte está sericitizada.

El cuarzo es xenomorfo de menor tamaño, con extinción ondulada a fragmentosa, y granulación marginal. También se presenta en finos agregados de textura poligonal. Las micas son escasas y esporádicas, forman agregados laminares de grano grueso de biotita y moscovita, generalmente deformados.

Granito aplítico

Los granitos aplíticos constituyen un conjunto de diques discordantes emplazados en un sistema de fracturas que atraviesan a las restantes litologías con rumbo N75°E. Su espesor es muy variable, culminando algunos por acúñamiento. El máximo espesor no supera los 5 m y en general es de 0,3 a 1 m. Ello condujo a exagerar el espesor en el mapeo, no así en el perfil (figuras 2-3).

Los contactos con las anfibolitas, la pegmatita y los granitos son netos, observando en algunos casos xenolitos de estas litologías. Con los esquistos micáceos es en parte neto y en parte gradual, este último debido a la incorporación de material micáceo de los esquistos.

Las fracturas que permitieron su emplazamiento fueron reactivadas produciendo cataclásis general y localmente brechamiento con relleno de cuarzo.

Son rocas de color gris a castaño rosado, de grano fino a mediano, con distribución irregular de sus componentes, principalmente de sus micas. Se componen de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y

micas. Estas últimas en proporción controlada por el tipo de roca de caja, pues cuando la roca de caja es anfibolita, pegmatita o granito se caracterizan por la falta o escasez de micas, mientras que cuando son los esquistos micáceos la proporción de micas alcanza hasta un 40 % de la roca. Esta variación se debe a la incorporación mecánica de biotita y moscovita de los esquistos que fueron dispersadas dentro del material granítico como xenocristales, microxenolitos y xenolitos de forma lenticular.

Microscópicamente presentan textura panalotriomórfica inequigranular y en algunos sectores cataclástica. El feldespato potásico (microclino) es xenomorfo, de variado tamaño, en general mayor que los restantes componentes. Cuando sufrió deformación presenta pérdida parcial de su maclado, fracturamiento, planos de deslizamiento y en casos de mayor deformación, granulación marginal y pertitización. La plagioclasa (oligoclasa) es xenomorfa, de bordes irregulares y tamaño menor o igual que el microclino. Cuando sufrió deformación muestra rasgos similares al microclino. En parte está sericitizada. El cuarzo es xenomorfo, de menor tamaño que los feldespatos, con extinción ondulosa a fragmentosa, fracturamiento, granulación marginal y desarrollo de textura poligonal.

Las micas autóctonas son muy escasas, presentes en cristales subidiomorfos de biotita de grano fino, deformados y cloritizados. En cambio las micas alóctonas o xenocrísticas muestran mayor granulometría y muchas de ellas presentan flexuramientos sin alteración de sus propiedades ópticas o corrosión por parte del material granítico (lámina 1g). Estos xenocristales suelen formar también pequeñas folias que mantienen la disposición que poseían en los esquistos

(lámina 1h).

La observación microscópica de los contactos con las anfibolitas muestra que los granitos aplíticos sufren el reemplazo del cuarzo, microclino y oligoclasa por oligoclasa neoformada dispuesta en cristales subidiomorfos, orientados perpendicularmente al contacto.

PETROLOGIA

PETROLOGIA METAMORFICA

Eventos metamórficos

La composición mineralógica de los esquistos y gneises y la variación de su estructura esquistosa rica en micas, a foliada rica en cuarzo y plagioclasa, permite suponer para estas metamorfitas un origen psamo-pelítico.

Para las anfibolitas su origen se atribuye a la acción metamórfica sobre rocas ígneas básicas (orto-anfibolitas) (Parica, en ejecución).

Las relaciones de campo muestran a estas rocas como la unidad más antigua del basamento. sus estructuras de rumbo N20°E e inclinación de 66° al sureste y denominadas S2, se desarrollaron durante un evento de metamorfismo regional de gran importancia en la evolución del basamento. Tomando como referencia a estas estructuras y mediante el análisis mineralógico y de fábrica se han definido otros dos procesos, uno de metamorfismo regional anterior y otro posterior de metamorfismo de contacto.

En resumen, se distinguieron tres eventos metamórficos: el primero M1, de carácter regional, uno segundo M2, también regional y durante el que se generaron las estructuras esquistosa y foliada (S2) y un tercer metamorfismo de contacto M3.

Metamorfismo M1

Queda definido por la presencia, en las rocas metamórficas, de minerales pre-tectónicos o relicticos respecto de las estructuras S2 desarrolladas durante el metamorfismo M2. En los esquistos y gneises micáceos dichos minerales son: ortosa, cuarzo, biotita, oligoclasa, granate (almandino) y pequeñas fibras de sillimanita.

La oligoclasa relictica es fracturada, en parte nubosa o con maclado de penetración oblicuo a la esquistosidad (S2) y envuelta por esta estructura (lámina 1a). La ortosa es escasa y siempre relictica, formando xenoblastos irregulares, muy fracturados y envueltos por la esquistosidad (S2) (lámina 1b). La biotita relictica se presenta en xenoblastos flexurados, y orientados obli-

cuamente a la esquistosidad (S2) que los envuelve (lámina 1c). El almandino es siempre relictico y envuelto por la estructura (S2) en xenoblastos muy fracturados, que en parte están alterados e invadidos por clorita (lámina 1d). El cuarzo por lo general recristalizó durante el metamorfismo posterior al M1. Sin embargo existen algunos xenoblastos muy fracturados y envueltos por la esquistosidad (S2). En algunos cristales de cuarzo recristalizado se observa como inclusión pequeñas fibras de sillimanita.

En las anfibolitas existe labradorita relictica que forma xenoblastos de aspecto nuboso, en parte fracturados o con maclas de penetración y corroídos por plagioclasa recristalizada. También existe augita diopsídica relictica que forma xenoblastos de diverso tamaño reemplazados periféricamente y en variable proporción por hornblenda (lámina 1e).

La asociación relictica plagioclasa-ortosa-almandino-cuarzo y biotita (con sillimanita), presente en los esquistos y gneises micáceos, es incluida dentro del metamorfismo regional de alto grado (Winkler, 1974). Dicha asociación es pre-tectónica y de grado diferente respecto del metamorfismo M2. Ello permite definir al metamorfismo M1 como el primer evento metamórfico detectado para el basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca.

La presencia de componentes relicticos como biotita y plagioclasa orientados oblicuamente a la estructura S2, permite considerar que durante el metamorfismo M1 se habían generado estructuras S1 de orientación distinta a las producidas posteriormente durante M2.

La asociación relictica piroxeno-labradorita presente en las anfibolitas podría interpretarse también como producto del metamorfismo M1 sobre cuerpos ígneos básicos. Sin embargo cabe la posibilidad de considerarla como relicto de origen ígneo, correspondiente a cuerpos emplazados con posterioridad al metamorfismo M1 y con anterioridad al metamorfismo M2.

Metamorfismo M2

El metamorfismo M2, en parte definido anteriormente, involucra el desarrollo de las estructuras esquistosa y foliada (S2) de las rocas metamórficas.

Mineralógicamente se caracteriza por la cristalización masiva de biotita asociada a cuarzo y plagioclasa en los esquistos y gneises micáceos y por la cristalización masiva de hornblenda asociada con andesina, en las anfibolitas. Estos minerales cristalizaron bajo el efecto de una deformación (D2), que generó las estructuras esquistosa y foliada (S2), reemplazando o envolviendo

a los minerales producidos por el metamorfismo M1.

La paragénesis plagioclasa-cuarzo-biotita de los esquistos y gneises micáceos y la de hornblenda-andesina en las anfibolitas, permite asignar para este metamorfismo condiciones de mediano grado (Winkler, 1974). Además la cristalización de abundante biotita y hornblenda, indica la acción de una importante fase fluida durante este evento. No obstante, la reconstitución mineralógica no fue completa, lo cual indica que las condiciones durante M2 no se mantuvieron suficiente tiempo como para reconstituir completamente a las rocas pre-existentes.

Metamorfismo M3

Constituye un proceso de contacto relacionado con los diques de granito, precedido por la acción de una fase deformacional D3. Durante dicha fase se desarrolló la faja de deformación en la que se alojaron los diques de granito y su efecto en las rocas metamórficas es el fracturamiento y cataclásis de las anfibolitas y en menor proporción de los esquistos micáceos. En estos últimos se generó localmente clivaje de fractura y transposición (S3), acompañado por cloritización de biotita y granate. Se lo considera un proceso de contacto, dada la mayor extensión del efecto térmico frente a las transformaciones producidas por la fase D3 en el área estudiada.

Se lo ha podido definir por la presencia de una pequeña faja de hornfels micáceo y por la cristalización de moscovita, cuarzo y en menor proporción biotita, en los esquistos y gneises micáceos. En las anfibolitas está representado por la cristalización de epidoto, asociado a hornblenda y plagioclasa sódica.

La cristalización de moscovita cubre una gran extensión dentro de los esquistos y texturalmente presenta relación pos-tectónica respecto a las estructuras (S2). Su cristalización se produjo en condiciones estáticas, presentándose en cristales subidioblásticos de grano fino a medio, orientados miméticamente con las estructuras S2 o S3, o bien dispuestos en forma truncada a la esquistosidad (S2) y al azar (lámina 1f), desarrollando en algunos casos pequeños porfiroblastos. Son frecuentes en los cristales de moscovita, trenes de pequeñas inclusiones de biotita que conforman a la estructura esquistosa (S2), generando una textura de tipo helicítica (lámina 1f).

En las cercanías de los diques de granito y dentro de los esquistos micáceos, el efecto térmico produjo la recristalización de biotita, orientada miméticamente con la esquistosidad (S2). Contiene en algunos ca-

sos inclusiones de turmalina dispuesta a lo largo del clivaje.

En las anfibolitas se produjo la cristalización de epidoto y hornblenda, acompañada por sodificación de la plagioclasa y exsolución de cuarzo. El epidoto muestra igual tamaño que los restantes componentes y textura cribada, debido a pequeñas inclusiones redondeadas de cuarzo. La plagioclasa, originalmente andesina, se transformó en oligoclasa en parte con textura cribada similar a la del epidoto.

La mineralogía producida durante este evento metamórfico (M3), lo incluye como se verá posteriormente, en el bajo grado.

EL GRADO DE LOS EVENTOS METAMORFICOS

En las rocas metamórficas se diferencian tres eventos metamórficos de grado decreciente. El primero (M1), es regional y está representado por la paragénesis ortosa-plagioclasa-cuarzo-almandino-biotita (con sillimanita) en los esquistos y gneises micáceos, la misma es relictica e inestable durante los eventos metamórficos posteriores y constituye, de no haber existido cordierita, evidencia positiva para asignar al episodio M1, como de alto grado con alta presión (Winkler, 1974). Apoya esta aseveración la ausencia de minerales indicadores de mediano grado como moscovita relictica o estaurólita en los esquistos. La participación de biotita indica además condiciones de alta actividad de fluidos.

El segundo metamorfismo (M2), es regional y durante él se desarrollaron la mineralogía y estructuras que predominan y caracterizan a las rocas metamórficas. Está representado por la paragénesis biotita-cuarzo-plagioclasa en los esquistos y gneises micáceos, y por la de hornblenda-andesina en las anfibolitas. Estas dos asociaciones no permiten diagnosticar en detalle el grado metamórfico; sin embargo, la de hornblenda-andesina representa al grado medio (Winkler, 1974).

El tercer evento (M3) se caracteriza por la cristalización de moscovita y recristalización de biotita y cuarzo en los esquistos micáceos, mientras que en las anfibolitas se produjo la cristalización de epidoto y la recristalización de hornblenda y plagioclasa más sódica (oligoclasa). La asociación biotita-moscovita indica el comienzo de la zona de mayor temperatura dentro del bajo grado, superando los 400°C a baja presión (Winkler, 1974). Por otra parte, el epidoto se considera indicador de alta presión asociado con hornblenda y plagioclasa, y de facies de esquistos verdes con clorita, albíta, actinolita, etc. (Turner y Verhoogen, 1975). Sin embargo, posteriores investigacio-

nes, demuestran que a baja presión o en condiciones de metamorfismo de contacto existe una clara interferencia entre el campo de la asociación hornblenda-plagioclasa y el de hornblenda-epidoto (Winkler, 1974). De acuerdo con lo señalado la asociación epidoto-hornblenda-plagioclasa, puede existir a baja presión en la zona de temperatura más alta dentro del bajo grado ($500 \pm 50^\circ\text{C}$), próxima al límite con el grado medio (Winkler, 1974). Entonces las condiciones de M3 corresponden a las de mayor temperatura dentro del grado bajo, decreciendo en lejanía de los diques de granito.

El efecto térmico producido por la pegmatita y los diques de granito aplítico no es considerado importante. Tampoco se considera importante el efecto dinámico vinculado a fracturas. Este produjo localmente brechas y milonitas en las rocas graníticas y la transformación de las anfibolitas en esquistos verdes. Estos últimos con minerales de bajo grado como: tremolita-actinolita, clorita, cuarzo, biotita y titanita, con relictos abundantes de hornblenda que pasa a tremolita-actinolita y de ilmenita que pasa a titanita.

PETROLOGIA GRANITICA

Eventos graníticos

Los episodios graníticos están representados por las pegmatitas, diques de granito y diques de granito aplítico. La relación que guardan entre sí, permiten establecer que el primero corresponde a un cuerpo pegmatítico (G1), el segundo a los granitos (G2) y el tercero a los granitos aplíticos (G3).

Pegmatita (G1)

La pegmatita constituye un cuerpo lenticular, concordante con la estructura (S2) de los esquistos y gneises micáceos; presenta además abultamientos que modifican a la estructura de la roca de caja, inyección capa a capa de la misma con plegamiento ptigmático y el desarrollo de una roca granítica de mezcla en su contacto. Todo ello permite considerar que el emplazamiento fue en gran parte forzado, con desplazamiento lateral de la roca de caja, sin fracturarla.

Las modificaciones en la roca de caja y la falta de facies de grano fino en los bordes de la pegmatita, sugieren un estado plástico y caliente para el basamento metamórfico. Si a ello agregamos la concordancia con la estructura metamórfica, es posible sugerir una relación con el metamorfismo M2 y considerar a la pegmatita como tardío-tectónica respecto de dicho metamorfismo. Ello queda corroborado geocronológicamente, como se verá luego.

Granito (G2)

Constituyen un conjunto de diques ramificados, aproximadamente paralelos a las estructuras de las rocas metamórficas. El emplazamiento de los granitos fue controlado por un faja de fracturamiento desarrollada a expensas de la estructura interna de las rocas metamórficas. Esta faja se produjo por la acción de una deformación (D3), que precede a la intrusión de los granitos.

La relación con la pegmatita no aflora, pero la intrusión de los granitos se produjo con posterioridad a la pegmatita, en una etapa de mayor rigidez del basamento cristalino.

La presencia y persistencia de los contactos netos de los diques, su control de emplazamiento por fracturas, en algunos casos de forma curvada y las modificaciones locales que sufrieron los esquistos micáceos permitieron asignar a estos granitos un origen intrusivo magmático. Su emplazamiento fue totalmente permisivo en las anfibolitas, pero la reducción del número de diques y de su espesor, así como la presencia de abultamientos en contacto con los esquistos micáceos, sugiere que el emplazamiento en esta caja fue en parte forzado. Este efecto contrastante en el comportamiento estructural de los esquistos y las anfibolitas indica que la rigidez del basamento cristalino no era total. Esto sugiere además que el líquido granítico alcanzó condiciones de alta fluidez, en este aspecto la introducción de turmalina en la roca de caja, la textura pegmatóide de los granitos y su efecto térmico de bajo grado, conduce a pensar que dicha fluidez se debió a la alta proporción en elementos o compuestos volátiles.

Se ha asignado a estos granitos un origen magmático. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial hallada (0,7158-0,0003) ubica a estas rocas dentro de los granitos de alta relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Faure y Powell, 1972), indicando en este caso que el líquido derivó de material cortical rico en ^{87}Sr .

Granito aplítico (G3)

Los granitos aplíticos constituyen un conjunto de diques discordantes a las estructuras de las rocas metamórficas, a la pegmatita y a los diques de granito. El emplazamiento fue permisivo en las fracturas, por lo que son frecuentes los xenolitos de las distintas rocas de caja; además, cuando atraviesan a los esquistos micáceos han incorporado xenocristales de micas de la roca de caja, que fueron dispersados dentro del líquido granítico (lámina 1g-1h).

Los contactos de los diques, en su mayoría netos, muestran una frecuente inter-

acción con las rocas de caja. Con los esquistos micáceos lo hacen incorporando y dispersando mecánicamente sus micas dentro del líquido granítico. Con las anfibolitas, la actividad de fluidos posteriores a la cristalización de los granitos aplíticos produjo la removilización del calcio de las anfibolitas hacia los granitos aplíticos, dando lugar a la cristalización de plagioclasa subidomorfa en cristales dispuestos perpendicularmente al contacto y que reemplazan total o parcialmente a los minerales de los granitos aplíticos.

Las características corresponden a granitos magmáticos, pero en este caso la imposibilidad de utilizar el método Rb-Sr y la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no permitió obtener información sobre la proveniencia del líquido granítico.

El efecto térmico es similar aunque de menor magnitud que en los granitos, su intrusión en fracturas y su grano fino, evidencian una roca de caja más fría y una menor profundidad de emplazamiento cuando el basamento cristalino había logrado su rigidez total. Con la cristalización de estas rocas culmina la historia ígnea del basamento, aunque no su historia estructural.

EVENTOS DEFORMACIONALES

Durante la evolución del basamento cristalino se reconocen cinco fases deformacionales de importancia. Las primeras se produjeron durante una etapa no rígida del basamento produciendo estructuras penetrativas, mientras que las restantes dieron lugar a su fracturamiento que fue más intenso a medida que se consolidó.

La primera deformación (D1) sería contemporánea con el metamorfismo M1 y habría producido las estructuras penetrativas (S1) orientadas oblicuamente a las estructuras (S2), producidas durante el metamorfismo M2 por una deformación (D2) y con rumbo N20°E e inclinación 66° al sureste. Estas mismas estructuras (S2) controlaron el emplazamiento de la pegmatita (G1) y en parte el emplazamiento de los diques de granito.

La tercera (D3) precedió y controló el emplazamiento de los diques de granito (G2). Su efecto fue variable debido al estado semirígido del basamento cristalino, de manera que en las anfibolitas se generó una faja de fracturamiento controlada por la estructura foliada (S2). Los esquistos micáceos en cambio, se comportaron en forma semi-plástica permitiendo su fracturamiento parcial y por otra parte el desarrollo local de clivaje de transposición y de fractura (S3). Esta fase (D3) produjo fracturamiento y cataclásis en la pegmatita.

La deformación D4 es posterior a la intrusión de los granitos (G2), precedió y controló al emplazamiento de los diques de granito aplítico. Su efecto es el fracturamiento del basamento cristalino ya consolidado y la cataclásis general del mismo. Las fracturas principales poseen rumbo N75°E e inclinación 70° al sureste.

Culminada la historia ígnea del basamento, el mismo sufre los efectos de una fuerte deformación (D5), fracturante y episódica. Su consecuencia es el intenso fracturamiento de todas las litologías, cataclásis general, reactivación de antiguas estructuras, fracturamiento recurrente con desarrollo local de brechas, milonitas y de transformaciones metamórficas de bajo grado. Durante esta deformación se generó el contacto tectónico entre anfibolitas y esquistos, a lo largo del cual se produjo un macrobrechamiento de las anfibolitas, con rotación de algunos bloques y transformación local de las mismas en esquistos verdes. El desarrollo de este contacto produjo un pequeño desplazamiento en la faja de diques de granito, dispuesta en forma oblicua al mismo. Con esta fase D5 se relaciona además, el elevamiento del bloque serrano.

GEOCROLOGIA

TECNICAS EXPERIMENTALES

Método potasio-argón

Para este método se siguió la técnica experimental descrita por Linares, et al. (1973). Las determinaciones de potasio y argón se realizaron por duplicado y en algunos casos por triplicado. Las edades fueron calculadas mediante un programa de computación, siguiendo el método propuesto por Cox y Dalrymple (1967).

Las constantes utilizadas son $\lambda K_B^{40} = 4,952 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda K_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $K^{40} = 0,01167 \text{ átomos } \%$.

Método rubidio-estroncio

Para este método se siguió la técnica indicada por Cingolani y Varela (1972), modificada posteriormente en el INGEIS. En todos los casos se aplicó el método por isocrona sobre roca total y el cálculo de edad se realizó mediante programa de computación.

La constante de desintegración utilizada es: $\lambda Rb^{87} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Generalidades

Las rocas metamórficas poseen una historia polifásica y los resultados geocronoló-

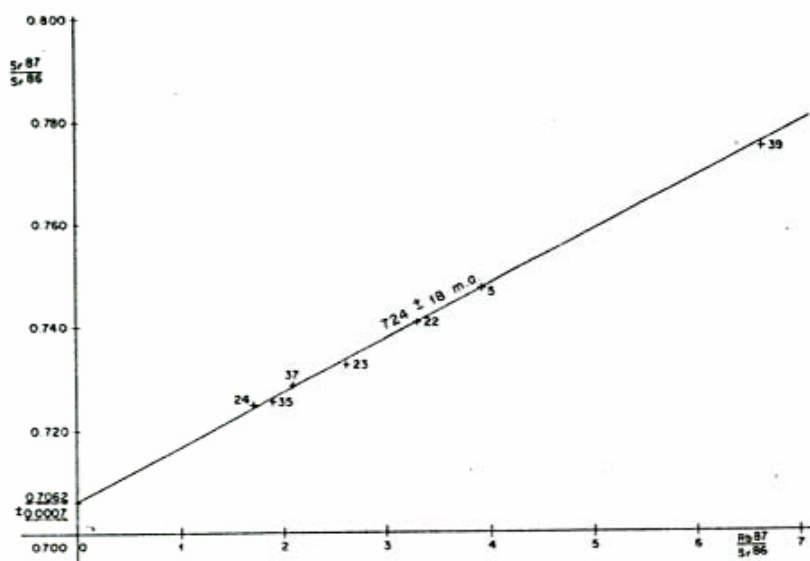


Figura 4: Isocrona Rb-Sr sobre roca total para los esquistos micáceos. Cf Corr.: 0,9993, MSWD: 0,6388.

gicos obtenidos responden a esta historia geológica.

En las condiciones alcanzadas por el metamorfismo M1, los sistemas isotópicos Rb-Sr y K-Ar han sufrido su puesta a cero. Igualmente durante el metamorfismo M2 y bajo la acción de una fase fluida muy abundante representada por la cristalización masiva de biotita y hornblenda, ambos sistemas isotópicos vuelven a sufrir su puesta a cero.

Si se considera que los tres episodios magmáticos alcanzaron condiciones similares aunque la profundidad y la movilidad de las rocas de caja fue distinta y a ello sumamos su distribución irregular y el espesor variable de los cuerpos graníticos, habrá que pensar que las rocas de caja en distintas etapas de la evolución fueron afectadas por un diseño de distribución térmica muy heterogéneo. En estas condiciones el sistema Rb-Sr se puede comportar como abierto a escala mineral durante cada proceso magmático y como cerrado a escala roca total. La apertura de los sistemas Rb-Sr y K-Ar a escala mineral se produce en función de la temperatura alcanzada por las rocas durante cada proceso magmático y de la retentividad de cada mineral para el estroncio o el argón.

Como se destacará en particular para cada caso se han tenido en cuenta los procesos señalados más arriba, así como los resultados finales que ellos produjeron en los sistemas isotópicos utilizados para datar los distintos eventos.

Rocas metamórficas

En los esquistos micáceos se aplicó el

método Rb-Sr por isocrona sobre roca total debido a su apto contenido en rubidio. La edad obtenida corresponde a una isocrona sobre roca total de 724 ± 18 Ma, con una relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial de $0,7062 \pm 0,0007$ (figura 4).

Esta edad se interpreta como de cristalización de las rocas metamórficas durante el metamorfismo M2, pues como se mencionó, durante este metamorfismo el sistema Rb-Sr fue puesto a cero a escala roca total. La relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7062$ resulta baja para esquistos y gneises micáceos del Precámbrico superior. Ello podría implicar que durante el metamorfismo M2, estas rocas intercambiaron estroncio con las orto-anfibolitas de baja relación $^{87}Sr/^{86}Sr$, produciendo una depresión en la relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los esquistos y gneises.

Para contrarrestar el efecto de redistribución del estroncio durante los procesos magmáticos posteriores a M2, las muestras colectadas poseen un tamaño equivalente a 30 o 40 veces el de su grano. La buena dispersión en los valores $^{87}Rb/^{86}Sr$ de la isocrona fue lograda muestreando sobre afloramiento continuo, guardando una distancia entre muestras que varía entre 30 y 100 m y seleccionando las mismas con diferente contenido en mica. Por otra parte, se trató de respetar una distancia mínima a los contactos con otras litologías y a fracturas de importancia, para evitar probables pérdidas de estroncio producidas con posterioridad al metamorfismo M2.

A pesar de las precauciones tomadas, la muestra 34, cercana a la faja de granitos y cercana a un dique de granito aplítico, se desvía de la isocrona. Ello demue-

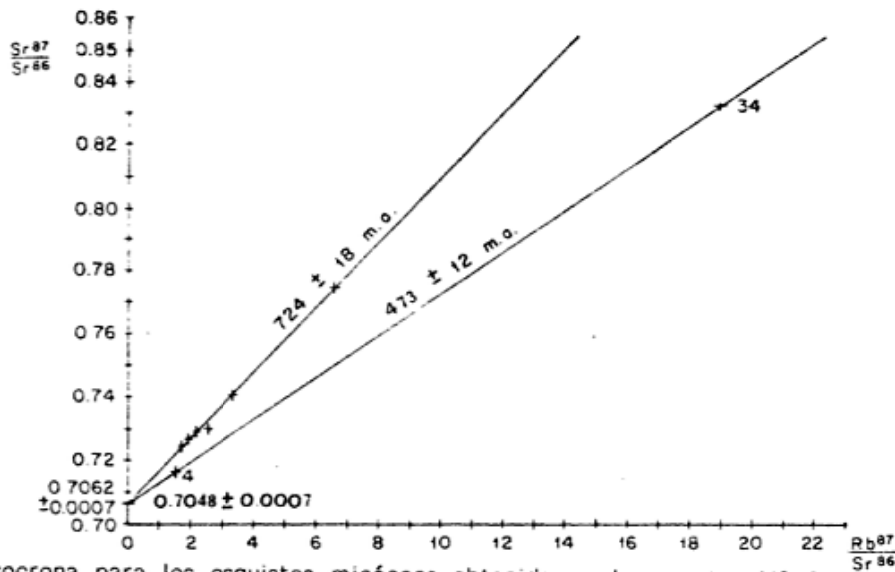


Figura 5: Isocrona para los esquistos micáceos obtenida en la muestra N° 34 y muestra N° 4. La muestra N° 4 corresponde al dato obtenido por Linares et al. (1980), Cuadro N° 10, pág. 138.

tra la apertura del sistema Rb-Sr de los esquistos micáceos en ese sector a escala roca total; con posterioridad al metamorfismo M2. Con este dato y otra muestra tomada en cercanías de los granitos en estudios anteriores (Linares et al., 1980) (muestra 4, cuadro N° 10 (op. cit.: 138) se construyó una isocrona (figura 5) que arrojó una edad 473 ± 12 Ma, con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $(0,7058 \pm 0,0007)$ similar a la de los esquistos micáceos durante el metamorfismo M2 ($0,7062 \pm 0,0007$). La edad obtenida de 473 ± 12 Ma permite interpretar un rejuvenecimiento en estas rocas relacionado con la intrusión de los granitos, dada la coincidencia con la edad de estos últimos. Esto significa que el estroncio radigénico acumulado hasta el momento de la intrusión de los granitos se difundió fuera de la roca, evolucionando luego el sistema Rb-Sr en forma contemporánea con los granitos. Esta pérdida del ^{87}Sr radigénico se vincula a la acción de fluidos asociados a los granitos, evidenciada por la edad lograda por la presencia de turmalina en la muestra 34.

También se aplicó el método K-Ar en los esquistos micáceos sobre el par biotita-moscovita y en las anfibolitas sobre hornblenda. El muestreo se realizó a diversas distancias de los cuerpos graníticos y contemplando la posición de las estructuras deformacionales de importancia. Los resultados hallados se presentan en los cuadros II y III.

La muestra 34 arroja una edad de 302 ± 10 Ma para la biotita y de 334 ± 10 Ma para la moscovita. Esto demuestra que el efecto térmico de los granitos aplíticos (320 ± 10 Ma) produjo la apertura del sistema K-Ar

para ambos minerales. La menor edad de la biotita, se debe a su menor retentividad de argón y a la pérdida parcial de este último por alteración a clorita.

La muestra 19, lejana a los granitos y granitos aplíticos, está afectada y modificada por el cuerpo pegmatítico. La edad obtenida sobre biotita (307 ± 10 Ma) difiere de la hallada sobre moscovita (403 ± 15 Ma). Esto significa que los diques de granito aplítico, afectaron al sistema K-Ar para la biotita y en menor proporción para la moscovita. La menor edad de la biotita respecto de la de los granitos aplíticos se debe además a la alteración de la biotita a clorita.

| N° | Roca | Az. 40 | Min. | Clorita % | Edad en m.a. |
|----|------------------|--------|------|-----------|--------------|
| 34 | Esquisto micáceo | 3148 | B | 20 | 302 ± 10 |
| 34 | Esquisto micáceo | 3148 | M | -- | 334 ± 10 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2412 | B | 28 | 307 ± 10 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2412 | M | -- | 403 ± 15 |

Cuadro II: Edad K-Ar para esquistos micáceos sobre el par biotita (B)-moscovita (M).

Para las anfibolitas las edades K-Ar fluctúan entre la edad de enfriamiento del metamorfismo M2 y la del último evento granítico, de acuerdo con la distancia de las muestras a los distintos cuerpos graníticos. Sin embargo, por la alta retentividad del argón de la hornblenda, la posibilidad

de obtener la edad de enfriamiento del metamorfismo M2 es mucho mayor que en los esquistos micáceos. Ello lo demuestran los datos obtenidos para las anfibolitas, presentados en el cuadro III.

| N° | Roca | AK N° | Min. | Clorita % | Edad en m.a. |
|----|------------|-------|------|-----------|--------------|
| 9 | Anfibolita | 2408 | Hbl | -- | 296 ± 15 |
| 25 | Anfibolita | 2411 | Hbl | -- | 455 ± 15 |
| 42 | Anfibolita | 3146 | Hbl | -- | 684 ± 30 |

Cuadro III: Edad K-Ar para anfibolitas sobre hornblenda (Hbl).

La muestra 9, colectada intencionalmente en la zona de caja inmediata a los granitos aplíticos, arrojó una edad K-Ar de 296±15 Ma, comparable con la del dique. Ello indica que la anfibolita perdió totalmente su argón radigénico por el efecto térmico del granito aplítico.

La muestra 25, cercana de la faja de granitos y del contacto tectónico anfibolita-esquisto micáceo arroja una edad K-Ar de 455±15 Ma, comparable con la de los granitos. Esto indica que el efecto térmico de los granitos logró poner a cero el sistema K-Ar de las anfibolitas y además, que las condiciones del metamorfismo de contacto M3 cercanas al límite entre el bajo y el mediano grado (500±50°C), superaron a la temperatura de retentividad de la hornblenda (450±50°C). La edad de 455±15 Ma menor que la de cristalización de los granitos (473±8 Ma), se interpreta entonces como de enfriamiento. Cabe agregar que la muestra presenta leves transformaciones metamórficas de bajo grado posteriores a la intrusión de los granitos; sin embargo, no afectaron al sistema K-Ar de la hornblenda al no superar su temperatura de retentividad de argón y dada la resistencia de este mineral a la pérdida de argón por deformación (Maluski, 1978).

La muestra 42, lejana a los cuerpos graníticos y a fracturas de importancia, arrojó una edad K-Ar de 684±30 Ma. Esta edad se interpreta como la edad mínima de enfriamiento para el metamorfismo M2, teniendo en cuenta la historia térmica-deformacional de las rocas metamórficas con posterioridad al metamorfismo M2, y considerando que predata al proceso granítico G1 acercándose razonablemente a la edad de cristalización de M2 (724±18 Ma).

El estudio geocronológico de las rocas metamórficas permite entonces ubicar al metamorfismo M2 en el Precámbrico superior, dentro de las últimas etapas del ciclo brasiliano y además comprueba el comportamiento de los sistemas K-Ar y Rb-Sr du-

rante la evolución de las rocas metamórficas.

Las edades asignadas por Linares, Llamblás y Latorre (1980) para estas mismas rocas, pueden interpretarse en similitud a las presentadas en este trabajo. Por ejemplo, si la muestra 5 (cuadro N° 10, op. cit.: 138) se recalcula utilizando la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial hallada para los esquistos micáceos (0,7062±0,0007) (figura 4), se obtiene una edad Rb-Sr de 675±40 Ma similar a la definida para el metamorfismo M2, lo que además se verifica al representar este dato en la misma isocrona. Del mismo modo que la edad Rb-Sr citada en el mismo cuadro N° 10 para la muestra 4, se interpreta como el producto de rejuvenecimiento de los esquistos micáceos por acción de los granitos, lo cual ya había sido sugerido por los autores.

Por otra parte las edades K-Ar citadas para estas rocas por los mismos autores, 310±10 Ma y 290±10 Ma, también concuerdan en parte con las aquí presentadas. Para las anfibolitas, los resultados presentados en esa oportunidad: 644±10 Ma y 688±15 Ma concuerdan dentro del error experimental del método con el dato aquí expuesto (683±30 Ma). En cambio la edad promedio de 814±35 Ma para la anfibolita (muestra 2), supera a la edad Rb-Sr obtenida en este trabajo para el metamorfismo M2 y puede reinterpretarse como un caso de exceso de argón, o bien como producto del error en la determinación del potasio por fotometría de llama, teniendo en cuenta su bajo contenido (0,14 %).

Rocas graníticas

Pegmatita (G1)

El cuerpo pegmatítico intruye a las rocas metamórficas constituyendo el primer episodio magmático (G1). Posteriormente sufre el efecto térmico de los granitos y granitos aplíticos y el efecto de las deformaciones D3, D4 y D5.

Este episodio (G1) fue datado por el método K-Ar sobre moscovita y los resultados hallados se dan a conocer en el cuadro IV.

| N° | Roca | AK N° | Min. | Clorita % | Edad en m.a. |
|----|-----------|-------|-------|-----------|--------------|
| 40 | Pegmatita | 2417 | M | -- | 543 ± 20 |
| 41 | Pegmatita | 3149 | M (g) | -- | 399 ± 10 |
| 41 | Pegmatita | 3149 | M (f) | -- | 287 ± 15 |

Cuadro IV: Edad K-Ar para la pegmatita sobre moscovita (M).

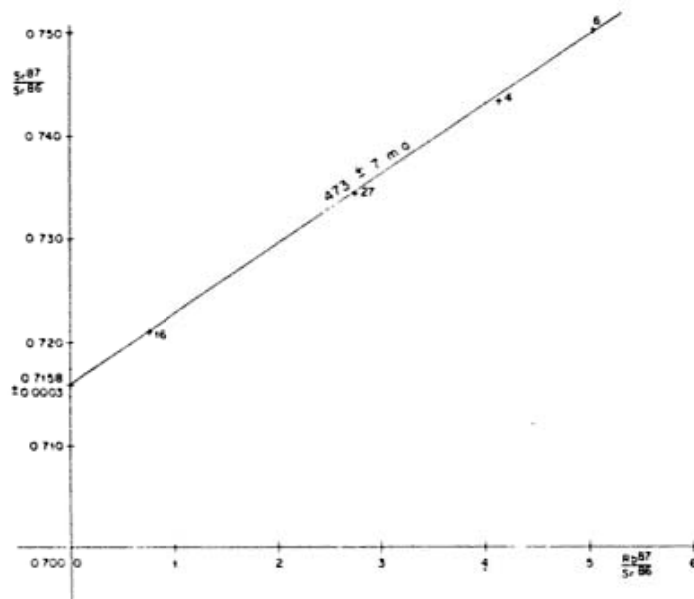


Figura 6: Isocrona Rb-Sr sobre roca total para los granitos. Cf. Corr.: 0,9997; MSWD: 0,3436.

La muestra 41 está localizada cerca a uno de los diques de granito aplítico. Para su datación se utilizó moscovita de dos tamaños de grano, una de grano fino (Mf) dispersa en toda la roca y otra de grano grueso (Mg) presente en agregados laminares. Las edades son de 287 ± 15 Ma sobre moscovita fina (Mf) y 399 ± 10 Ma sobre moscovita gruesa (Mg). La primera es similar a la de los granitos aplíticos y demuestra que el sistema K-Ar fue puesto a cero por el efecto térmico de los mismos. La segunda demuestra que el sistema K-Ar en la moscovita gruesa fue abierto parcialmente por el mismo efecto térmico. Esta discordancia de edades para una misma muestra resulta de la mayor retentividad de argón en la moscovita de grano grueso, respecto de la de grano fino.

La muestra 40 está relativamente alejada de los granitos y granitos aplíticos. La edad obtenida sobre moscovita de grano muy grueso es de 543 ± 20 Ma y predata a los granitos, por lo que podría interpretarse como la edad de enfriamiento de la pegmatita. Sin embargo, se la interpreta como el resultado de la pérdida parcial de argón por efecto térmico de uno o ambos episodios graníticos posteriores, teniendo en cuenta la edad de 665 ± 25 Ma obtenida para esta misma pegmatita por Linares, Lambías y Latorre (1980). Esta última edad se adopta en el presente trabajo como la edad mínima de enfriamiento para el episodio granítico G1. Lo señalado ubica a este episodio en el Precámbrico superior, dentro del ciclo Panamericano y cercano al enfriamiento del metamorfismo M2, con el que se relaciona tardío-tectónicamente.

Granito (G2)

La historia térmica-deformacional de los granitos, la escasez de micas y el estado de deformación que presentan estas últimas, permite descartar el uso del método K-Ar pero no así del método Rb-Sr sobre roca total.

La edad obtenida por medio de una isocrona Rb-Sr sobre roca total es de 473 ± 8 Ma y de una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7158 \pm 0,0003$ (figura 6).

El muestreo se efectuó sobre afloramiento continuo, con un espaciamiento entre muestras de 30 a 40 m. Ello, junto a la heterogeneidad propia de los granitos, permitió obtener una buena dispersión en los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. El tamaño de muestra es de 10 a 20 veces el de su grano y ello fue suficiente para contrarrestar el efecto de redistribución del estroncio radigénico producido por eventos posteriores. Las muestras fueron tomadas del sector central de los diques de mayor espesor, lejos de los contactos con otras litologías y de fracturas de importancia, para evitar posibles pérdidas de estroncio.

Este dato se interpreta como la edad de cristalización de los granitos y ubica al episodio (G2) en el Ordovícico inferior, asignando la misma edad para el metamorfismo de contacto M3.

Granito aplítico (G3)

Si bien la historia térmica-deformacional de los granitos aplíticos no parece compleja, la aplicación de los métodos Rb-Sr y K-Ar se ve dificultada por diversos factores. El método Rb-Sr está dificultado por

el escaso espesor de los diques, que no permite muestrear lejos de otras litologías y por la detectada interacción con las distintas rocas de caja.

La aplicación del método K-Ar es menos problemática pudiendo ejecutar un muestreo que contemple la posición de estructuras producidas por la deformación D5. Sin embargo la mayor dificultad es la escasez de material útil para datar, ya que poseen muy poca mica o bien estas son autóctonas e incorporadas de los esquistos micáceos. En este último caso puede suponerse que estas micas xenocrísticas sufrieron una total desgasificación y por lo tanto que el sistema K-Ar comenzó a actuar nuevamente a partir del enfriamiento de estas rocas.

Sobre esta base se utilizaron concentrados de biotita y moscovita en los cuales abundan las micas xenocrísticas (muestras 33 y 36), se utilizó también un concentrado de biotita (muestra 13) de micas autóctonas. Los datos obtenidos se agrupan en el cuadro V.

| Nº | ROCA | AK Nº | Min. | Clorita % | Edad en m.a. |
|----|------------------|-------|------|-----------|--------------|
| 13 | Granito aplítico | 2410 | B | 48 | 235 ± 10 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | B | 34 | 271 ± 15 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | M | -- | 320 ± 10 |
| 36 | Granito aplítico | 2416 | B | 33 | 280 ± 15 |

Cuadro V: Edad K-Ar para granitos aplíticos sobre moscovita (M) y biotita (B).

Para la muestra 13, la edad sobre biotita (235±10 Ma) puede considerarse como una edad de enfriamiento, sin embargo debe ser evaluada con cuidado ya que el grado de deformación de la roca y la cloritización es marcada y entonces la edad original se encuentra disimulada.

La muestra 33 arroja una edad de 320±10 Ma sobre moscovita y de 271±15 Ma sobre biotita, mientras que la hallada en la muestra 36 sobre biotita es de 290±15 Ma. Las edades obtenidas sobre biotita son menores que la obtenida sobre moscovita y coincidentes entre sí. Ello se debe a la menor retentividad de la biotita, pero además es de suponer la pérdida de argón en alguna medida dada la alteración a clorita en ambas muestras y producida en proporción similar (33-34 % clorita). La edad sobre moscovita se interpreta como la edad de enfriamiento de los granitos aplíticos y del episodio magmático G3.

Para corroborar el total desgasificado

de las micas xenocrísticas durante la intrusión de los granitos aplíticos se puede citar como significativo al dato que corresponde a la muestra 9 de anfibolita (296±15 Ma), el cual por sí sólo demuestra que la temperatura alcanzada produjo la desgasificación de un mineral tanto más retentivo que la moscovita como es la hornblenda.

La edad obtenida para los granitos aplíticos, de 320±10 Ma ubica al episodio magmático G3 en el Carbónico inferior.

CONCLUSIONES

El estudio petrológico y geocronológico del basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca, en el área de la cantera Lonco Vaca, permite concluir:

a) La historia metamórfica es polifásica, con un primer evento de metamorfismo regional (M1), acontecido en tiempos precámbricos, que afectó a rocas psamo-pelíticas. Un segundo evento de metamorfismo regional (M2) generó a los esquistos micáceos y anfibolitas, imprimiendo en estas rocas características que han predominado hasta hoy. Este metamorfismo M2 se produjo a fines del ciclo Brasiliano, habiendo obtenido una edad de cristalización por el método Rb-Sr sobre roca total, en los esquistos micáceos de 724±18 Ma y una edad mínima de enfriamiento por el método K-Ar sobre hornblenda, en las anfibolitas de 684±30 Ma.

b) Ambos eventos de metamorfismo regional M1 y M2, fueron acompañados por la acción de las deformaciones D1 y D2 respectivamente. La deformación D2 produjo las estructuras (S2) esquistosa y foliada que caracterizan a las rocas metamórficas con rumbo N20°E e inclinación 66° al sudeste. La deformación D1 produjo estructuras penetrativas (S1) de diferente orientación a las estructuras generadas por D2.

c) El metamorfismo M1 alcanzó condiciones de alto grado con alta presión, representada por la paragénesis relictica: ortosa-almándino-plagioclasa-cuarzo-biotita (con sillimanita) en los esquistos micáceos. El metamorfismo M2 alcanzó condiciones de grado medio en presencia de una importante fase fluida, representadas por la paragénesis: biotita-cuarzo-plagioclasa en los esquistos micáceos y hornblenda-andesina en las anfibolitas.

d) En el Precámbrico superior (ciclo Panamericano) y relacionado tardío-tectónicamente con el metamorfismo M2, se produjo el primer episodio magmático (G1), representado por un cuerpo pegmatítico. La edad mínima de enfriamiento adoptada es de 665±25 Ma, obtenida por el método K-KAr sobre moscovita (Linares et al., 1980).

| DEFORMACION | ESTRUCTURAS | METAMORFISMO | EPISODIO GRANITICO | ERA | PERIODO EPOCA | EDAD |
|---|---|--|--------------------------|------------------------|-----------------------|--|
| (D5) | Fracturamiento y cataclásis general. Reactivación de estructuras. Localmente milonitización, brechamiento y desarrollo de esquistos verdes. Elevamiento de la sierra. | Transformaciones dinámicas locales de escala magnitud | --- | CENOZOICO MESOZOICO | --- | --- |
| (D4) | Fracturamiento. Sistema de fracturas de rumbo N75° E e inclinación 66° al SE. | Efecto térmico poco importante. | (G3) Granito aplítico | PALEOZOICO | Carbónico inferior | 320 ± 10 ^a |
| (D3) | Fracturamiento, principalmente un anfibolitas, controlado por la estructura (S2). Desarrollo local de clivaje (S3) en los esquistos. | (M3) Térmico de alta temperatura dentro del grado bajo. | (G2) Granito | | Ordovícico inferior | 473 ± 8 ^b |
| (D2) | Estructuras penetrativas (S2). Esquistosidad y foliación N 20° E e inclinación 66° al SE. | (M1) Regional de grado medio | (G1) Pegmatita | | Panamericano | 665 ± 25 ⁺ 684 ± 30 ⁺ |
| | | | Actividad ígnea básica ? | Brasiliano | 724 ± 18 ^a | |
| (D1) | Estructuras penetrativas orientadas oblicuamente a las estructuras (S2). | (M1) Regional de alto grado con alta presión. | --- | ? | ? | ? |
| SEDIMENTACION == ACTIVIDAD IGNEA BASICA ? | | | | | ? | ? |

^a Edad Rb-Sr + Edad K-Ar

Cuadro VI: Síntesis evolutiva del basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca.

e) En el Ordovícico inferior, en relación con las estructuras desarrolladas por la deformación D3 y cuando el basamento guardaba un estado semirígido, se emplazaron los diques de granito, representando al segundo episodio magmático (G2). La edad de cristalización, obtenida por el método Rb-Sr sobre roca total es de 473±8 Ma. El efecto térmico de estos granitos definió al evento metamórfico de contacto M3 que alcanzó condiciones de mayor temperatura dentro del grado bajo, representadas por la paragénesis: biotita-moscovita cuarzo en los esquistos micáceos y hornblenda-plagioclasa-epidoto en las anfibolitas.

f) Durante el Carbónico inferior, en asociación con fracturas de rumbo N75°E e inclinación 70° al sudeste generadas por la deformación D4 y cuando el basamento alcanzó su rigidez, se produjo el tercer y último episodio magmático (G3). Está representado por diques de granito aplítico, con una edad K-Ar de enfriamiento de 320±10 Ma sobre moscovita.

g) La historia posterior al episodio G3 involucra el desarrollo de fracturas, cata-

clásis general y transformaciones dinámicas locales como brechamiento, milonitización y transformación de anfibolitas en esquistos verdes. Estos efectos fueron causados por la deformación D5, la cual produjo además, el elevamiento del bloque de la sierra de Lonco Vaca.

h) La historia evolutiva del basamento cristalino de la sierra de Lonco Vaca queda resumida en el cuadro VI.

i) Los datos geocronológicos obtenidos por los métodos K-Ar para los esquistos micáceos y para varias de las muestras de anfibolita y pegmatita, son el producto de la pérdida de argón radigénico por efecto térmico de las intrusiones graníticas posteriores.

j) Con los datos geocronológicos presentados y haciendo referencia al estudio realizado por Linares et al. (1980), queda modificada la edad de los granitos de la sierra de Lonco Vaca, incluidos por estos autores en la formación informal Granito Lonco Vaca, de edad Ordovícico inferior. Esta formación queda desdoblada en granitos de edad Ordovícico inferior y en granitos

| N° | Roca | AK N° | Mine-ral | Clorita % | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\times 10^{-10}$ mol/g | K % | Ar _{atm} % | Edad m.a. |
|----|------------------|-------|----------|-----------|---|------|---------------------|-----------|
| 14 | Esquisto micáceo | 3148 | B | 20 | 29,79 | 5,22 | 39 | 302 ± 10 |
| 34 | Esquisto micáceo | 3148 | H | -- | 40,75 | 7,36 | 31 | 333 ± 10 |
| 34 | Esquisto micáceo | 3148 | H | -- | 47,05 | 7,36 | 13 | 335 ± 10 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2412 | B | 28 | 25,10 | 4,51 | 25 | 295 ± 10 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2417 | B | 28 | 27,26 | 4,51 | 28 | 319 ± 10 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2412 | H | -- | 59,70 | 7,39 | 20 | 414 ± 15 |
| 19 | Esquisto micáceo | 2412 | H | -- | 56,35 | 7,39 | 40 | 393 ± 15 |
| 9 | Anfibolita | 2408 | Hbl | -- | 2,56 | 0,53 | 50 | 296 ± 15 |
| 25 | Anfibolita | 2411 | Hbl | -- | 7,09 | 0,79 | 19 | 455 ± 15 |
| 42 | Anfibolita | 3166 | Hbl | -- | 6,36 | 0,41 | 69 | 684 ± 30 |

Cuadro VII: Datos analíticos para el método K-Ar en las rocas metamórficas.

| N° | Roca | Alb N° | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ |
|----|----------|--------|--------|--------|---------------------------------|---------------------------------|
| 23 | Esquisto | 447 | 98,3 | 106,0 | $0,7322 \pm 0,0004$ | $2,62 \pm 0,079$ |
| 24 | Esquisto | 468 | 93,0 | 154,0 | $0,7269 \pm 0,001$ | $1,71 \pm 0,051$ |
| 34 | Esquisto | 449 | 309,0 | 46,0 | $0,8323 \pm 0,0004$ | $18,79 \pm 0,570$ |
| 35 | Esquisto | 450 | 152,5 | 224,6 | $0,7256 \pm 0,0004$ | $1,91 \pm 0,057$ |
| 37 | Esquisto | 451 | 123,5 | 166,5 | $0,7286 \pm 0,001$ | $2,10 \pm 0,063$ |
| 39 | Esquisto | 452 | 127,0 | 54,0 | $0,7749 \pm 0,0004$ | $6,64 \pm 0,13$ |
| 22 | Esquisto | 458 | 110,0 | 94,0 | $0,7405 \pm 0,0004$ | $3,30 \pm 0,099$ |

Cuadro VIII: Datos analíticos utilizados en la construcción de isocrona Rb-Sr para esquistos micáceos.

| N° | Roca | AK N° | Mine-ral | Clorita % | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\times 10^{-10}$ mol/g | K % | Ar _{atm} % | Edad m.a. |
|----|-----------|-------|----------|-----------|---|------|---------------------|-----------|
| 40 | Pegmatita | 2417 | H | -- | 67,726 | 6,32 | 14 | 531 ± 20 |
| 40 | Pegmatita | 2417 | H | -- | 71,435 | 6,32 | 23 | 556 ± 20 |
| 41 | Pegmatita | 3149 | M (q) | -- | 64,39 | 8,72 | 5 | 399 ± 10 |
| 41 | Pegmatita | 3149 | M (f) | -- | 67,637 | 0,83 | 36 | 287 ± 15 |

Cuadro IX: Datos analíticos para el método K-Ar en la pegmatita.

| N° | Roca | Alb N° | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ |
|----|---------|--------|--------|--------|---------------------------------|---------------------------------|
| 4 | Granito | 453 | 75,3 | 51,0 | $0,7433 \pm 0,0001$ | $4,15 \pm 0,10$ |
| 6 | Granito | 454 | 99,5 | 55,5 | $0,7503 \pm 0,0001$ | $5,06 \pm 0,12$ |
| 16 | Granito | 456 | 56,0 | 208,3 | $0,7209 \pm 0,0001$ | $0,76 \pm 0,03$ |
| 27 | Granito | 457 | 147,0 | 150,0 | $0,7344 \pm 0,0001$ | $2,77 \pm 0,10$ |

Cuadro X: Datos analíticos utilizados en la construcción de isocrona Rb-Sr para granitos.

| N° | Roca | Al N° | Mine-ral | Clorita % | $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\times 10^{-10}$ mol/g | K % | Ar _{atm} % | Edad m.a. |
|----|------------------|-------|----------|-----------|---|------|---------------------|-----------|
| 13 | Granito aplítico | 2410 | B | 48 | 14,75 | 3,40 | 53 | 235 ± 10 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | B | 34 | 17,64 | 3,49 | 66 | 271 ± 15 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | H | -- | 45,14 | 7,11 | 6 | 333 ± 10 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | H | -- | 42,79 | 7,11 | 36 | 317 ± 10 |
| 33 | Granito aplítico | 2415 | H | -- | 41,53 | 7,11 | 45 | 309 ± 10 |
| 36 | Granito aplítico | 2416 | B | 33 | 17,19 | 3,34 | 56 | 275 ± 15 |
| 36 | Granito aplítico | 2416 | B | 33 | 17,87 | 3,34 | 43 | 285 ± 15 |

Cuadro XI: Datos analíticos para el método K-Ar en los granitos aplíticos.

apléticos de edad Carbónico inferior.

De lo dicho anteriormente se desprende que la historia geológica, como las características morfoestructurales de la sierra de Lonco Vaca son comparables con las correspondientes a la unidad geoestructural de Sierras Pampeanas. De las características en común, se destacan:

1) La historia metamórfica polifásica encontrada en diversos sectores de las Sierras Pampeanas, demostrada en los trabajos realizados por Kilmurray y Dalla Salda (1971 a-b, 1978 y 1984 a-b), Dalla Salda y Varela (1984), Kilmurray (1982), Gordillo (1973), Gordillo y Lencinas (1979), Toselli et al. (1978 y 1983), Willner y Miller (1982), Kousal et al. (1984).

2) La estructura interna de las rocas metamórficas cuya orientación es similar a la predominante en las Sierras Pampeanas, de rumbo norte-sur con leves desviaciones al noreste o noroeste que no superan los 20° e inclinaciones que varían entre 50° y 80° al este.

3) La edad precámbrica del basamento metamórfico, citada también para el de las Sierras Pampeanas en los trabajos de Linares y Aparicio (1975), Linares y Cordani (1976), Linares y Latorre (1969 y 1973), Linares, Llambías y Latorre (1980) y Cingolani y Varela (1975).

4) La coincidencia en la historia magmá-

tica que posee un pico de mayor actividad en el Ordovícico inferior y otro en el Carbónico inferior, como fuera demostrado por los trabajos de Linares y Latorre (1969, 1973 y 1978), Cingolani y Varela (1975), González y Toselli (1973). Linares et al. (1978 y 1980), Rapela (1982) y Toubes et al. (1983).

5) La consolidación y fracturamiento del basamento cristalino con anterioridad al Paleozoico superior y la culminación de su historia ígnea durante el Carbónico inferior.

6) La estructura en bloque de la sierra de Lonco Vaca, similar a la descripta para diversos sectores de las Sierras Pampeanas (González Bonorino, 1950) y desarrollados durante los movimientos Andicos.

De esta manera, la Sierra de Lonco Vaca es incluida en forma específica dentro de la unidad geoestructural de Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Se desea dejar expresado el agradecimiento al personal de INGEIS, especialmente a su director doctor Enrique Linares. De igual forma se desea agradecer la colaboración a los doctores H. Llambías y Koji Kawashita, a la licenciada Stella Poma, al taller de cortes petrográficos del CIRGEO y a la empresa Rancul S. A.

Lista de trabajos citados en el texto

CINGOLANI, C. A. y R. VARELA, 1972. Examen geocronológico por el método rubidio-estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 349-371, Buenos Aires.
_____, y _____, 1975. Geocronología Rb-Sr de rocas ígneas y metamórficas de las sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. IIº Congr. Iberoamer. Geol. Econ., I: 9-35, Buenos Aires.
COX, A. y G. B. DALRYMPLE, 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. Jour. Geophys. Res., 72: 2603-2614, Washington.
DALLA SALDA, L., 1984a. La estructura interna de las Sierras de Córdoba. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 38-51, Buenos Aires.
_____, 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. IXº Congr. Geol. Arg., Actas, II: 191-203, Buenos Aires.
_____, y R. VARELA, 1984c. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra Pie de Palo, San Juan. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIX (1-2): 68-93, Buenos Aires.
FAURE, G. y J. L. POWELL, 1972. Strontium isotope geology. Springer Verlag, Berlin.
FRIBOES, H. N., 1967. Estudio hidrogeológico de la hoja 28 h, Nueva Galia, provincias de San Luis y Córdoba. Direc. Nac. de Geol. y Miner. (inéd.), carpeta 680, Buenos Aires.
GONZALEZ, R. R. y A. TOSELLI, 1973. Radiometric dating of igneous rocks of Sierras Pampeanas. Rev.

Geociencias, 4 (3): 137-141, Sao Paulo.
GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Asoc. Geol. Arg., Rev., V (3): 81-110, Buenos Aires.
GORDILLO, C. E., 1973. Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba. Vº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 141-152, Buenos Aires.
_____, C. E. y A. N. LENCINAS, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner J. C. (Coord.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Cienc., I: 577-650, Córdoba.
HARRINGTON, H., 1975. South America, en Fairbridge, R. W. (ed.), Encyclopedia of Earth Sciences, VIII: The Encyclopedia of Regional Geology. Reinhold Books Corp., New York.
KILMURRAY, J. O., 1982. Estructura y petrología de la región de Trapiche-Dique La Florida, provincia de San Luis, Argentina. Vº Congr. Latinoam. de Geol., Actas, II: 239-259, Buenos Aires.
_____, y L. DALLA SALDA, 1971a. Las fases de deformación y metamorfismo en el área del cerro Valdivia, provincia de San Juan, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (1): 25-39, Buenos Aires.
_____, y _____, 1971b. Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVI (2): 245-263, Buenos Aires.
_____, y _____, 1978. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de

- San Luis. Rev. Centenario del Museo de La Plata, Tomo III, La Plata.
- KOUSAL, M., D. MALIZZIA y L. SUAYTER, 1984. Estudio microtectónico del basamento de la Sierra de San Javier, provincia de Tucumán. IX^o Congr. Geol. Arg., Actas, II: 218-230, Buenos Aires.
- LINARES, E. y E. P. APARICIO, 1975. Edades potasio-argón en rocas de las Sierras Pampeanas de San Juan (Sierra de Pie de Palo, cerro Valdivia y cerrillos Barbosa), República Argentina. VI^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 495-500, Buenos Aires.
- _____ y H. CORDANI, 1975. Edades potasio-argón de anfibolitas de la provincia de Córdoba. VI^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 501-509, Buenos Aires.
- _____ y C. O. LATORRE, 1969. Datación geológica por los métodos plomo- α y potasio-argón de rocas graníticas de las provincias de Córdoba y San Luis. IV^o Jorn. Geol. Arg., II: 195-204, Buenos Aires.
- _____ y _____, 1973. Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. I^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 405-410, Buenos Aires.
- _____ y _____, 1978. Geocronología potasio-argón de rocas metamórficas del sector meridional de la Sierra Chica de Córdoba, República Argentina. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 787-794, Buenos Aires.
- _____, K. KAWASHITA y L. KLEINER, 1973. Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el laboratorio del INGEIS. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 133-146, Buenos Aires.
- _____, E. LLAMBIAS y C. O. LATORRE, 1978. Geología y Geocronología de las rocas eruptivas de la provincia de La Pampa, República Argentina. VII^o Congr. Geol. Arg., Actas, I: 796-808, Buenos Aires.
- _____, _____ y _____, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV (1): 87-146, Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J., 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Direc. de Minas, Provincia de La Pampa, (Inéd.), Santa Rosa.
- MALUSKI, H., 1978. Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in response to tectonic events with the Ar⁴⁰-Ar³⁹ radiometric method. Example of Corsican Granite. Geochim. Cosmochim. Acta 42-(11): 1619-1633.
- PARICA, P. D. (en preparación). El origen de las anfibolitas de la sierra de Lonco Vaca, provincia de La Pampa.
- PASTORE, F., 1932. Informe sobre el reconocimiento de las rocas de la sierrita de Lonco Vaca. Dir. Nac. Geol. y Minas. (Inéd.), 260, Buenos Aires.
- RAPELA, C. W., L. M. HEAMAN y H. J. MC NUTT, 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. J. Geol. 90: 574-582, Chicago.
- SISTER, R. G., 1949. Reconocimiento geológico de la Cantera Lonco Vaca, departamento de Rancul, provincia de La Pampa. Dir. Nac. Geol. y Minas (Inéd.), carpeta 274, Buenos Aires.
- STAPPENBECK, R., 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapelcô y Quehué y sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrología, Bol. 4, serie B (Geología): 1-55, Buenos Aires.
- _____, 1926. Geologie und Grundwasserkunde der Pampa. Stuttgart.
- TAPIA, A., 1930. Condiciones hidrogeológicas de los campos de la "S.A. Estancias y Colonias Trenel", Territorio Nacional de La Pampa. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrología, Pub. 91, Buenos Aires.
- _____, 1939. Chacharramendi y alrededores. Physis XIX: 221-224, Buenos Aires.
- TOSELLI, A. J., J. N. R. de TOSELLI y C. W. RAPELA, 1978. El basamento metamórfico de la Sierra de Quilmes, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII (2): 105-121, Buenos Aires.
- _____ y _____, 1983. Controles del metamorfismo y deformación en las parametamorfitas de las cumbres de San Javier. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (2): 137-147, Buenos Aires.
- TOUBES SPINELLI, R., 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII (3-4): 405-411, Buenos Aires.
- TURNER, F. J. y J. VERHOOGEN, 1975. Petrología ígnea y metamórfica. Omega, Barcelona.
- VAN EYSINGA, F. W., 1978. Geological Time Table (3rd. edition). Elsevier, Amsterdam.
- WICHMANN, R., 1928. Contribución a la geología de los departamentos Chical Co y Puelén de la parte occidental de La Pampa central. Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrología, Pub. 40, Buenos Aires.
- WILLNER, A. P. y H. MILLER, 1982. Polyphase metamorphism in the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges N.W. Argentina) and its relations to deformation. V^o Congr. Latinoamer. de Geol., Actas, III: 441-456, Buenos Aires.
- WINKLER, H. G. F., 1974. Petrogénesis de rocas metamórficas. Blume, Madrid.

Recibido: 22 de mayo, 1985

Aceptado: 31 de julio, 1986

PABLO DANIEL PARICA

Departamento Ciencias Geológicas,
INGEIS
Universidad de Buenos Aires

Ciudad Universitaria
(1428) Núñez