

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



Tomo XXXVI - N° 2  
Abril - Junio  
Buenos Aires 1981

# ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## COMISION DIRECTIVA

(1979-1981)

**Presidente:** DR. VÍCTOR A. RAMOS; **Vicepresidente:** DR. VICENTE MÉNDEZ; **Secretario:** LIC. JULIO LAGE; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. ALFONSO GIUDICI, LIC. MARIO A. HERNÁNDEZ, LIC. JUAN VÍCTOR PLOSZKIEWICZ; **Vocales Suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. JORGE CODIGNOTTO, LIC. A. PESCE.

## REVISTAS Y PUBLICACIONES

**Director:** DR. FRANCISCO F. NULLO; **Coordinador:** LIC. J. VÍCTOR PLOSZKIEWICZ.

## COMITE EDITORIAL

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

## DELEGADOS EN EL INTERIOR

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

## DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

**Agua y Energía:** Lic. Guillermo Turazzini, Alem 1134.  
**Banco Nacional de Desarrollo:** Dr. Pedro Grandi, Cochabamba 54, 3º piso, 1064 Bs. Aires.  
**CIRGEO:** Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).  
**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).  
**Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.):** Dr. Jorge F. Kimsa, Mitre 3100, 1663 San Miguel.  
**Consejo Federal de Inversiones:** Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).  
**Dirección General de Fabricaciones Militares:** Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).  
**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales:** U.B.A. Dr. Carlos Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).  
**Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas:** Lic. Adriana Lafleur, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.  
**Museo Argentino de Ciencias Naturales:** Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).  
**Obras Sanitarias de la Nación:** Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).  
**Secretaría de Minería:** Lic. Marta Godeas, Avda. Santa Fe 1548 (1060).  
**Yacimientos Carboníferos Fiscales:** Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).  
**Yacimientos Petrolíferos Fiscales:** Dr. Gualter Chebli, Diagonal Norte 777 (1035).

## DELEGADOS EN EL EXTERIOR

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



## INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS GRAVIMETRICOS DE LAS SIERRAS AUSTRALES (PROV. DE BUENOS AIRES)

J. KOSTADINOFF, E. GELOS y G. FONT DE AFFOLTER

### Resumen

En el presente trabajo se muestran los resultados obtenidos de las mediciones gravimétricas realizadas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y sus correlaciones con las determinaciones de densidad y la petrología efectuada sobre muestras de roca de los diferentes tipos litológicos que la componen.

Se realizaron los perfiles gravimétricos entre los puntos de:

- a. Felipe Solá - Arroyo Corto;
- b. Dufaur - Abra de la Sofía;
- c. Cochrane - Cnel. Pringles.

Las determinaciones petrográficas y de densidad se efectuaron en rocas obtenidas en los perfiles realizados a través del Abra Agua Blanca - Hinojo, correspondiente a los Grupos Curamalal y Ventana; en cuanto a las rocas graníticas, se utilizaron muestras de cerro Colorado, Agua Blanca, San Mario y Cerro del Corral.

Se comprobó que las variaciones en los valores de densidad se corresponden con variaciones mineralógicas en las sedimentitas, particularmente con el contenido de sericita y hematita.

En las rocas graníticas se observaron solamente algunas diferencias y analogías mineralógicas y texturales. Solamente las cataclasitas graníticas y rocas asociadas del Cerro del Corral presentan un contenido de mafitos que determina valores de densidad que permitirían considerarlas como posible "basamento", a fin de que permitan ajustar el modelo gravitatorio.

Existe buena correlación entre las ondas de gravedad de pequeña amplitud y las variaciones de densidad de las diferentes unidades geológicas de las Sierras Australes.

Las reducciones de los valores gravimétricos medidos permiten calcular las anomalías de Aire Libre, Bouguer e Isostasia. Estas anomalías gravitatorias indican un notable déficit de masa en el área de las Sierras Australes. Esta singularidad comienza a 30 km al Occidente de las Sierras.

De los valores de gradiente regional y de las ondas de gravedad se concluye que la formación de las Sierras Australes se debe a movimientos de compresión laterales.

Las anomalías isostáticas calculadas indican una estructura geológica no compensada, siendo notables los altos valores negativos hallados.

En el perfil Felipe Solá - Arroyo Corto es evi-

dente la falla y el déficit de masa que aparece en la Laguna Las Encadenadas.

Para el caso de los dos perfiles restantes se mantiene el déficit de masa pero la falla no aparece en el perfil Dufaur - Abra de la Sofía y no es tan evidente en el perfil Cochrane - Coronel Pringles.

### Abstract

The present work shows the results obtained from gravimetric measurements carried out at Sierras Australes, as well their correlation with the determination of density and petrology made on the rock samples of different lithologic types of which they are composed.

Gravimetric profiles cross the hills in three parts.

- a. Felipe Solá - Arroyo Corto;
- b. Dufaur - Abra de la Sofía;
- c. Cochrane - Cnel. Pringles.

Petrographic and density determinations were made on rocks coming from Abra Agua Blanca - Hinojo, of the Curamalal and Ventana Groups; as for the granitic rocks, samples from Cerro Colorado, Agua Blanca, San Mario and Cerro del Corral were used.

It was proved that the variation in density values are related with mineralogical variations in the sediments, particularly those containing sericite and hematites.

Some mineralogical and textural analogies were observed on granitic rocks.

Only granitic cataclasites and associated rocks from Cerro Colorado present a content of mafics which give density values that would permit to consider them, in order to adjust the gravitational model, as a possible "basement".

There exists a good correlation between gravity waves of small amplitude and the density variations of the different units of Sierras Australes.

In a band of approximately 30 km wide preceding the hills on its western limit, a considerable shortage of mass was observed.

From the regional gradient values and gravity waves it was concluded that the formation of Sierras Australes was possibly due to movements of lateral compression.

This One



R48D-PSB-RDE2

## Introducción

Los autores del presente trabajo realizaron en el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) y el Observatorio Astronómico de La Plata (OALP), la interpretación de una serie de perfiles gravimétricos, efectuados en las Sierras Australes, y procedieron a comparar los valores resultantes de los mismos con los obtenidos de las determinaciones de densidad de las rocas de casi todas las unidades aflorantes de dicha sierra. Tales datos se correlacionaron con el estudio petrográfico de esas rocas. Los resultados obtenidos plantearon una serie de interrogantes en cuanto a la interpretación de los mismos.

De especial interés resulta el perfil realizado a través de la zona de Agua Blanca y el Abra de La Sofía. Aquí afloran, en zonas próximas, las rocas que constituirían el probable basamento de las Sierras Australes; esto permitió realizar un ajuste del modelo interpretativo, tomando como base los valores de densidad determinados en las rocas ígneas y sedimentarias del área próxima al perfil. Finalmente el estudio petrográfico de dichas rocas permitió corroborar los valores de densidad, atribuibles a variaciones mineralógicas.

Sobre la base de todos los datos hallados pudieron considerarse eventos geológicos de interés.

## Antecedentes

A fin de correlacionar las observaciones geofísicas con los trabajos geológicos se analizó la abundante bibliografía existente sobre las Sierras Australes. Especial atención merecieron los temas de geotectónica, geocronología, petrología y geología regional.

Harrington (1970) propone que las sierras sean consideradas una cadena aulacogénica compuesta correspondiente a zonas intercratónicas plegadas y relacionadas con estructuras particulares como lo son las depresiones de caracteres similares a los grabens, desechando el concepto de ser una cadena geosinclinal.

El aulacógeno puede hundirse y elevarse alternativamente pero la amplitud del levantamiento es siempre menor que la del hundimiento; otra particularidad es que los aulacógenos coincidan con geosuturas. El aulacógeno compuesto puede tener más de dos etapas de subsidencia y de levantamiento

antes de producirse la fase final tecto-orogénica. En ellos en cada etapa nueva de subsidencia el eje de máximo hundimiento se desplaza hacia uno de los bordes del aulacógeno, migrando siempre en el mismo sentido.

Es destacable la explicación de Harrington (1970) sobre la erosión y remoción de estratos debido a levantamientos orogénicos que siguió inmediatamente a la fase tectónica y tuvo carácter ascensional.

Turner (1975) realiza el examen de tres teorías diferentes para resolver la tectogénesis de las Sierras Australes siendo ellas:

- 1) La teoría geosinclinal.
- 2) La teoría de tectónicas de placas.
- 3) La teoría aulacogénica.

El autor realiza un detenido análisis demostrando la inaplicabilidad de las dos primeras. Respecto a la teoría aulacogénica el único inconveniente a la aceptación total de la misma es la falta de fallas de enmarcamiento a lo largo de los márgenes de esta estructura, en las Sierras Australes.

Rolleri (1975) realiza la síntesis de las interpretaciones de De Beer y Van Zijl (1974), y Sharp (1974) que postulan la existencia de una placa oceánica hundiéndose bajo el continente Africano antes del desmembramiento Gondwánico, produciendo la colisión de montañas tipo de la Cadena Plegada del Cabo.

Por demás interesante resultan las descripciones que hacen los autores mencionados en último término, del hallazgo de anomalías magnéticas prominentes de 900 km de extensión corriendo paralelamente al norte de la Cadena Plegada del Cabo y flanqueada por una faja de mínima gravimétrica.

Los autores deducen que estas anomalías pueden responder a la presencia de un trozo de corteza oceánica bajocorrida en el límite original del continente, durante o después de la formación de una zona de subducción cerca del margen continental.

A juicio de Rolleri (1975) si se mantiene la idea de cadena aulacogénica como las describió Harrington (1970), se hace extensiva una evolución única y conjunta para las Sierras Australes y la Cadena Plegada del Cabo. De este modo la deformación de las Sierras Australes y la Cadena Plegada del Cabo son resultado del choque de dos



masas continentales, una aparentemente estática (Africa) y otra en corto movimiento (América del Sur).

Varela (1978), hace el análisis de las teorías de Schiller (1930), Harrington (1947, 1970) y Kilmurray (1975) que, unido a los elementos estratigráficos y radiométricos conocidos de las rocas ígneas y sedimentarias, lo lleva a proponer una nueva interpretación tecto-orogénica de las Sierras Australes. En este nuevo esquema ubica una dorsal geoanticlinal (Grupo Ventana) que generaría luego los sedimentos que formarían el Grupo Curamalal, describiendo el desarrollo de la secuencia tectogénica y la cronología de los movimientos compresivos que formaron las sierras.

Cingolani y Varela (1979) plantean diferentes grados de acción tectónica que se encuentran impresas en las rocas ígneas al Occidente de las Sierras Australes. Las descripciones más notables son las inherentes a los granitos de Agua Blanca y las cataclitas graníticas del Cerro Pan de Azúcar-del Corral.

Cuerda *et al.* (1975), estudiaron la estratigrafía y tectónica del basamento precámbrico.

La información relativa a la cuenca de Macachin fue analizada de acuerdo al trabajo de Salso (1966). Llambías y Prozzi (1975) realizan una síntesis de la estructura y tectónica de las sierras.

La tectónica de fallas transcurrentes es examinada con especial atención en el trabajo de Yrigoyen (1975), sobre la explicación del Rift del Macachin.

## Metodología

Pueden formularse algunas consideraciones que fueron tenidas en cuenta en la metodología de trabajo.

La elección de muestras de rocas para la determinación de densidad se efectuó con el máximo cuidado, con el objeto de evitar tomar muestras de capas meteorizadas. Se tomaron muestras de las rocas consideradas más representativas de cada Grupo, por ser dominantes dentro del mismo. Las mediciones de densidad se realizaron con un picnómetro. El orden de precisión alcanzado es de 0,02 cgs en la densidad relativa.

El valor de la densidad calculada se obtuvo de la siguiente manera:

- a) se realizó el cálculo porcentual de los componentes mineralógicos;
- b) se halló el valor proporcional de densidad referida a cada componente de acuerdo a su respectivo porcentaje en la muestra; se utilizaron para tal fin valores de densidades promedio tomados de diferentes autores;
- c) mediante la suma de los parciales obtenidos se determinó la densidad de la muestra, correspondiente al 100 % de los minerales presentes.

Se aplicó este procedimiento considerando que las rocas en estudio son totalmente compactas, con ausencia de poros o discontinuidades que podrían afectar el cálculo.

Se determinó la densidad en fracciones diferentes de una misma muestra, no encontrándose variaciones apreciables en la mayoría de las rocas. Las variaciones menores observadas en algunas muestras, se comprobaron como atribuibles a pequeñas variaciones mineralógicas, según lo revelado en el estudio de las secciones delgadas de las mismas.

Las mediciones de gravedad se realizaron con un gravímetro modelo Worden marca Texas Instruments. Dadas las características altimétricas del área estudiada, las consideraciones sobre modelos gravimétricos se hicieron utilizando el sistema de Bouguer para las anomalías. El mismo da la corrección que permite destacar los excesos y/o defectos de masa de dicha área. A fin de complementar la investigación, se calcularon las correcciones por topografía e isostasia.

Las anomalías isostáticas se calcularon utilizando el modelo de Airy; se toma en este caso un espesor de corteza de 30 km, con un contraste de densidad respecto del manto de 0,60 cgs; es decir que se considera para la placa continental una densidad promedio de 2,67 cgs y para el manto 3,27 cgs. La técnica de reducción seguida ha sido descrita por Kostadinoff y Font (1979).

Toda la información obtenida fue complementada con los resultados gravimétricos del I.A.D.O. y el O.A.L.P. en la ría de Bahía Blanca (1979) y de Y.P.F. en la zona de Tornquist (1978).

Las muestras de rocas fueron estudiadas al microscopio petrográfico. Se realizaron secciones delgadas de muestras de rocas ígneas aflorantes en el área preserrana Occi-

dental: granitos Cerro Colorado, Agua Blanca, Cerro San Mario, Pan de Azúcar y Cerro del Corral. Se estudiaron también sedimentitas de las Formaciones La Lola, Mascota, Trocadero e Hinojo del Grupo

Curamalal, y las Formaciones Bravard, Naposta y Providencia del Grupo Ventana.

Las muestras, en ese orden geológico, se tomaron en un perfil a lo largo del Abra Agua Blanca-Hinojo (Fig. 1). Las secciones

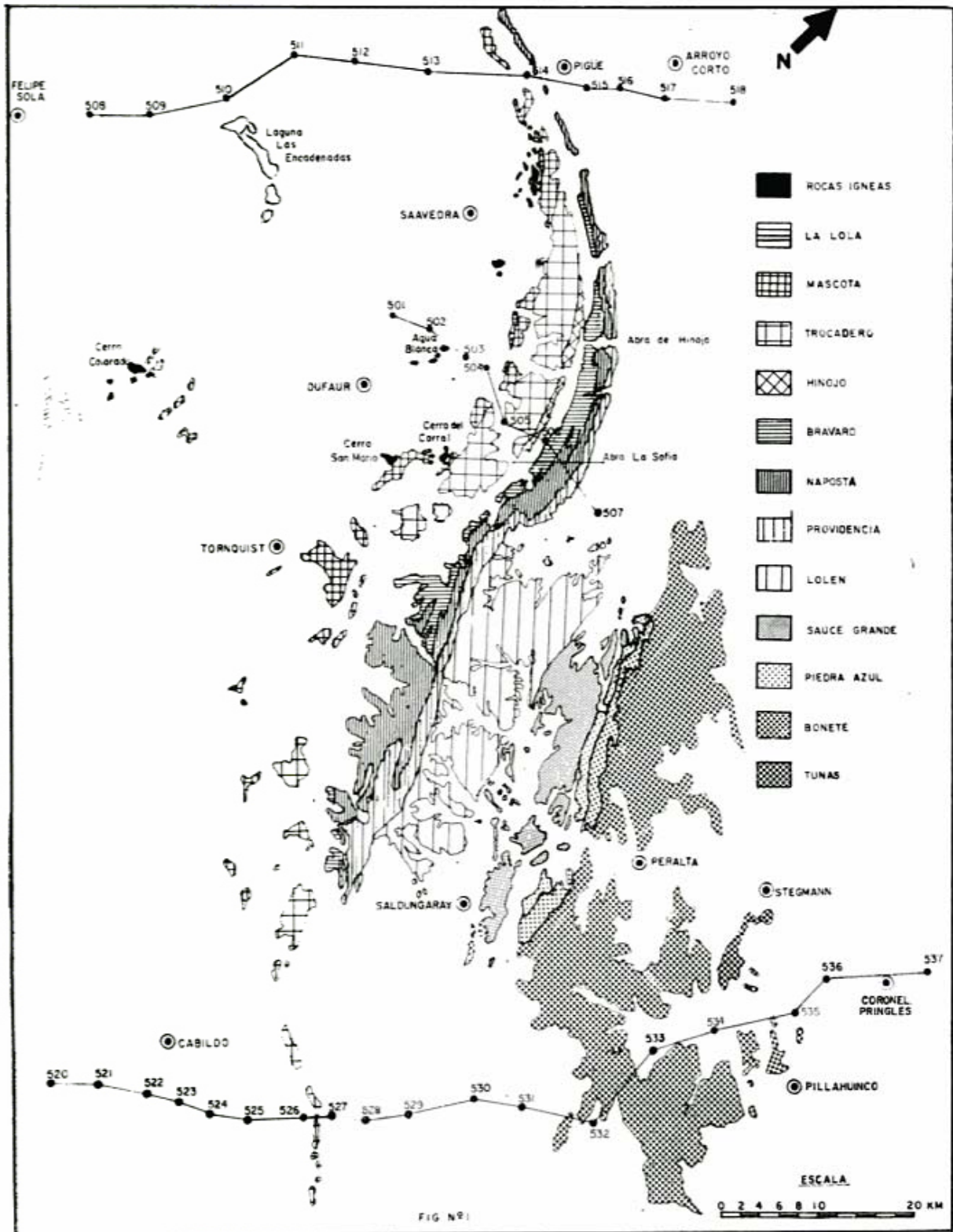


Fig. 1. — Ubicación de los perfiles gravimétricos.



delgadas se efectuaron sobre las mismas muestras utilizadas para la determinación de densidades. En cada caso las muestras corresponden al tipo litológico predominante en cada unidad. Las densidades de las Formaciones del Grupo Pillahuinco fueron determinadas en un trabajo anterior (Kostadinoff y Font, 1979).

### Petrografía

Para la descripción petrográfica, las rocas estudiadas se reúnen en tres grupos, de acuerdo a la influencia que las mismas tienen en las variaciones de densidad. Los grupos son:

- 1) Plutonitas graníticas de Cerro Colorado, Agua Blanca, San Mario.
- 2) Sedimentitas cuarcíticas (pséfíticas, psamíticas y pelíticas).
- 3) Metamorfitas cataclásticas del Cerro del Corral.

### Grupo de plutonitas graníticas

El granito Cerros Colorados está compuesto de cuarzo predominante, y micropertitas en proporciones similares y con escasa alteración caolínica. La plagioclasa, de composición Ab63, An37 está muy subordinada. Hay escasas cantidades de sericita en venillas o como producto de alteración de feldespato. Escasa cantidad de opacos. Es evidente la deformación, en particular por la extinción ondulosa en cuarzo y por la orientación subparalela de cristales de feldespato potásico y cuarzo lenticular.

El granito Agua Blanca presenta microclino dominante en grandes cristales anhedralmente a subhedralmente y, en menor proporción, micropertita. El cuarzo aparece en proporciones subordinadas con respecto al feldespato potásico. La plagioclasa, escasa en general, es de composición Ab63-An37. La sericita aparece en finas venillas y algunos cristales alcanzan dimensión muscovítica. Muy pocos opacos. También hay claros indicios de deformación en esta roca.

El granito San Mario es de características mineralógicas y texturales en todo coincidente con el granito Agua Blanca.

Las densidades de estas rocas oscilan entre 2,62, 2,61 y 2,62 para los granitos Agua Blanca, San Mario y el Granito Cerro Co-

lorado, respectivamente. La pequeña diferencia observada es mineralógicamente atribuible al mayor porcentaje de cuarzo en este último granito.

### Grupo de sedimentitas cuarcíticas

Las sedimentitas de la Formación La Lola están constituidas por areniscas cuarcíticas de grano grueso y areniscas conglomerádicas a conglomerados francos.

La arenisca cuarcítica está formada en un 90 % de granos de cuarzo redondeados a subredondeados, con tamaños que oscilan entre 3,02 mm a 1,30 mm, llegando en la matrix fina a tamaños de 0,23 mm. El contacto entre granos es bajo y la matrix se dispone entre los espacios libres actuando como cemento natural. Dicha matrix se compone de un 6 % de cuarzo microcristalino con textura en mosaicos y de un 3 % de sericita intersticial y formando islotes. Accesoriamente, el 1 % restante la constituye la hematita, en parte pulverulenta y en parte en cristales tabulares y, muy subordinadamente, cristales euhedrales de circón.

La arenisca conglomerádica tiene composición similar a la anterior. El cuarzo constituye el 85 % de la roca con granos predominantemente subredondeados y en tamaños de 3,12 mm. El esqueleto es muy abierto y los clastos están cementados por una matrix en la que predomina la sericita, en un 10 %, que se presenta en venillas o formando paquetes sin ninguna orientación, hay un 4 % de cuarzo fino de textura equigranular "en mosaico" y escasas venillas muy finas de opalo. El 1 % restante la constituye hematita, distribuida en forma de fino pigmento en la matrix.

En ambas rocas es notable el grado de deformación que afecta a los granos mayores de cuarzo, los cuales presentan fuerte extinción ondulosa. La matrix, con cuarzo fino con textura equigranular "en mosaico", es del tipo cuarzo calcedónico y no presenta extinción ondulosa, lo que indica que su recristalización es post-tectónica. Esta característica también es observable en las rocas cuarcíticas de las otras formaciones, lo que indicaría que, posteriormente al proceso deformativo, hay un episodio de recristalización de la matrix, acompañado posiblemente con cierto grado de hidrotermalismo, que facilita la formación de sericita.

Las densidades calculadas para estas rocas oscilan entre 2,61 a 2,70 pudiendo atri-

buirse esta diferencia a los mayores porcentajes de sericita. Las determinaciones con picnómetro dieron para el caso de sedimentos con matrix calcedónica 2,62 cgs y para las restantes muestras un promedio de 2,67 cgs.

De la Formación Mascota, se estudió una arenisca cuarcítica constituida por un 94 % de granos de cuarzo, cuyo tamaño promedio es de 0,79 mm. Los granos, en parte alargados, muestran una cierta orientación. El contacto entre granos es elevado, con bordes saturados, aserrados y dentados. La matrix, compuesta de un 3 % de sericita y un 3 % de cuarzo calcedónico, ocupa "islotos" en espacios huecos entre granos sin una marcada continuidad. Hay escasos opacos y posiblemente algo de titanita alterada (leucoxeno). Pudo observarse un banco de escasa potencia, de una cuarcita negra, que, al microscopio, muestra características similares a la anterior, si bien es algo más conglomerádica y sin orientación evidente, hay menor proporción de sericita, y se observa en la matrix material carbonoso finamente pulverulento.

La densidad calculada para la arenisca cuarcítica de este grupo osciló entre 2,68 para la cuarcita clara a 2,645 para la cuarcita negra. La diferencia puede atribuirse al porcentaje variable de sericita. Con picnómetro los valores fueron para el caso de la arenisca blanca predominante 2,67 cgs y para el caso de la arenisca negra 2,69 cgs.

De la Formación Hinojo se estudió una arenisca cuarcítica fina, con clastos alargados y orientados, cuyos diámetros mayores oscilan entre 0,10 mm a 0,44 mm y que constituyen el 70 % de la roca. Muestran marcada extinción ondulosa y un muy bajo índice de contacto entre granos, los cuales están prácticamente cementados por una matrix cuarzo calcedónica. Esta matrix se compone de un 30 % de cuarzo calcedónico muy fino, con textura en mosaicos y disposición bandeada, subparalelamente a los planos de estratificación. Hay escasa sericita y, muy accesoriamente, pequeñas cantidades de circón, clorita, leucoxeno y hematita.

La densidad calculada es de 2,64 cgs. Con picnómetro se obtuvo un promedio de 2,64 cgs.

Se analizó una arenisca cuarcítica de grano mediano, correspondiente a la Formación Bravard. Los clastos constituyen un 95 % de la roca y son granos de cuarzo alargados, con un índice de redondeamiento

moderado, y cuyos ejes mayores oscilan entre 0,88 mm a 0,19 mm; excepcionalmente alcanzan 1,77 mm. El grado de deformación de estos clastos hace que algunos de ellos aparezcan como estirados o flexionados y en parte rotos y recementados. Hay gran cantidad de inclusiones, dándole aspecto de cuarzo "sucio". La matrix está constituida por un 4 % de cuarzo calcedónico y escasa hematita y sericita (1 %) y, en general, se distribuye en forma uniforme entre los clastos con una marcada continuidad. La densidad calculada es de 2,66 cgs, con picnómetro 2,66 cgs.

Se estudió una arenisca fina, representativa de la Formación Nacional. La misma presenta marcada estratificación con clastos alargados de cuarzo, cuyos diámetros mayores oscilan entre 0,25 mm a 0,05 mm y que constituyen el 90 % de la roca. Una dirección de equistosidad a 15° aproximadamente de la estratificación original puede observarse, marcada por el alineamiento de finas capas de sericita paralelas. La matrix, que se distribuye continua y uniformemente entre los clastos, está constituida en un 9 % de cuarzo y calcedónico y un 1 % de sericita. Se observa escaso circón y leucoxeno. La densidad calculada es de 2,65 cgs, con picnómetro 2,70 cgs.

En la Formación Providencia se reconocieron una cuarcita de grano fino y una pizarra. La cuarcita está constituida por un 99 % de granos de cuarzo, de tamaños que oscilan entre 0,54 mm a 0,08 mm. Son granos equidimensionales, trabados entre sí, sin orientación visible y con ausencia de matrix cementante. Los componentes que constituyen el 1 % restante están representados por biotita, hematíes y muy escaso circón. La densidad calculada es de 2,65 cgs, con picnómetro 2,64.

La pizarra, está constituida por finas capas sericíticas y cuarzo fino que se distribuyen uniformemente sin ninguna orientación. El cuarzo constituye el 55 % de la roca y la sericita el 30 %. Hay un 12 % de cuarzo calcedónico muy fino que cementa a la sericita en mezcla íntima. Hay un 2 % de hematíes que en forma pulverulenta rodea a los clastos. Accesoriamente contiene un 1 % de circón y clorita. La densidad calculada es de 2,74 cgs. Este valor se relaciona con el incremento notable de la sericita. Con picnómetro la densidad medida fue de 2,73 cgs.



### Grupo de las metamorfitas cataclásticas del Cerro del Corral

Este grupo está representado por metamorfitas de composición cuarzo feldespática, con biotita y muscovita como mafitos. El feldespato alcalino constituye un 30 % de la roca y corresponde a ortosa peritítica y, subordinadamente microclino. El feldespato calcosódico es plagioclasa y sólo forma un 5 % de la roca.

El cuarzo es en parte granular y anhedral, con extinción ondulosa y en parte constituye un mosaico fino que ocupa espacios intergranulares entre los otros minerales. Su proporción es del 20 %.

La biotita forma bandas discontinuas de pequeños individuos no ordenados, rodeado a veces por fajas sericiticas. El mineral se presenta, en parte, con pérdida de pleocroismo por desferrización. Hay aproximadamente un 7 %. La muscovita que representa un 5 %, aparece comunmente asociada a fajas de sericita y constituye cristales cortos y flexurados. Hay abundante sericita, aproximadamente un 30 %, que forman franjas más o menos subparalelas, en partes bifurcadas, que recorren la roca. Su origen parece relacionarse a procesos de alteración hidrotermal póstumos de la roca. Como accesorios caben mencionar un 2 % de apatito y un 1 % de hematita. La densidad calculada es de 2,74 cgs, y con picnómetro 2,70 cgs.

### Descripción de los perfiles gravimétricos

Todas las descripciones se basan sobre los valores corregidos por la interpretación de Bouguer. Esta corrección utiliza como densidad de descascaramiento el valor de 2,67 cgs.

Las mediciones gravimétricas permitieron elaborar los perfiles que se observan en la figura 1.

En la figura 2 vemos los diferentes resultados de las reducciones gravimétricas para obtener las anomalías.

Examinando los resultados tenemos que en el perfil:

#### Felipe Solá - Arroyo Corto

Comenzando desde el punto 508 se ve que todo el perfil se caracteriza por un defecto de masa, identificándose esta propiedad por los valores negativos de Bouguer.

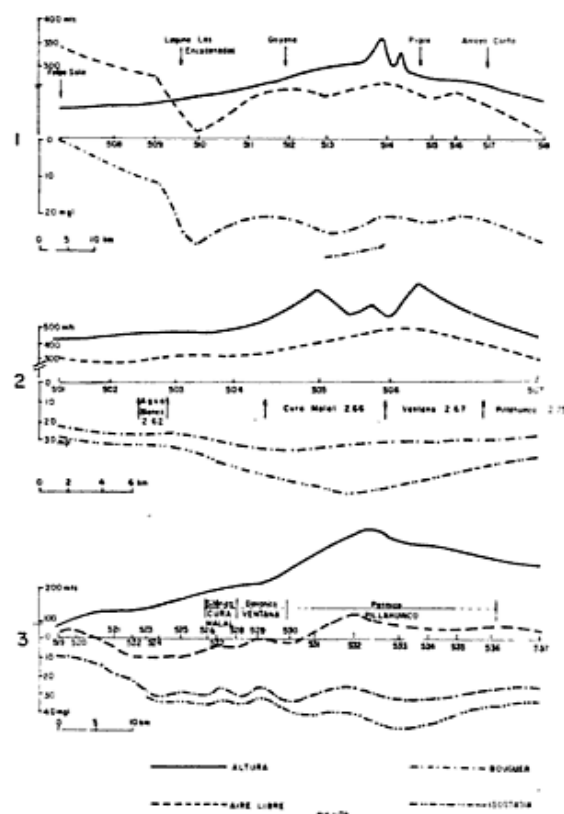


Fig. 2. — Resultados de las reducciones de los valores gravimétricos:

Perfil 1. — Felipe Solá-Arroyo Corto

Perfil 2. — Dufaur-Abra La Sofía

Perfil 3. — Cochrane-Coronel Pringles.

Regionalmente el gradiente es bruscamente alterado en el punto 509 estabilizándose en el punto 511 y a partir de allí se observan ondas de gravedad de pequeña amplitud atribuibles a los contrastes de las formaciones del sistema de las Sierras Australes.

Analizando este gradiente vemos que, entre Felipe Solá y el punto 509 quedaría un gradiente integrado de 1,24 mgals/km, que, para un contraste de densidad de 0,2 cgs, nos daría un ángulo de  $8,1^\circ$  (o sea una pendiente de 143 metros por kilómetro). Para el caso del gradiente entre el punto 509 al 510 tenemos 1,98 mgals por km que, manteniendo el contraste de densidad, nos daría un ángulo de  $13,3^\circ$  (236 m por km) para el basamento de los sedimentos Paleozoicos.

A pesar de la ambigüedad del método, nos es dable postular la existencia de una falla y una cuenca de relleno sedimentario del orden de 3.000 m (incluyendo los sedimentos Paleozoicos). El ancho de esta cuenca sería de 20 km, siendo posible que la

laguna Las Encadenadas se alinie a lo largo de dicha falla.

A partir del punto 513 se puede analizar las ondas de gravedad debido a los contrastes de densidad de los Grupos Curamalal y Ventana con el Grupo Pillahuinco; así por ejemplo la onda de gravedad que integra los Grupos Curamalal y Ventana es del orden de 17 km.

Los valores isostáticos en la zona de afloramientos son del orden de los  $-30$  mgales, lo que indica una descompensación de masa de las sierras.

#### Dufaur - Abra La Sofia

En este perfil se mantienen las tendencias regionales descritas en el caso anterior, ver fig. 2.

Los estudios más prolijos sobre las densidades se realizaron sobre los Grupos de las Series Curamalal y Ventana, complementándose la información con las determinaciones de los granitos de la zona preserrana.

El análisis del perfil permite observar dos anomalías:

- a) La magnitud de la anomalía isostática llega a un mínimo de  $-52$  mgales.
- b) Inflexión de las curvas de anomalías de Bouguer e isostáticas en los alrededores del afloramiento granítico de Agua Blanca.

Este apartamiento del gradiente regional gravitatorio es solo explicable si postulamos un exceso de masa en el área del afloramiento granítico.

La interpretación de esta particularidad se hace muy conflictiva pues los granitos preserranos de Agua Blanca, Cerro Colorado y San Mario son de baja densidad (2,62 cgs en promedio) y considerando que las sedimentitas Paleozoicas que lo rodean tienen una densidad promedio de 2,67 cgs se debería esperar un defecto de masa (valores más negativos de gravedad).

Una explicación es la de sugerir que, debajo de estos granitos, existe una roca de densidad superior de 2,67 cgs para que contraste con las sedimentitas de los Grupos Curamalal y Ventana. Las únicas rocas aflorantes que cumplen con esa condición son las metamorfitas cataclásticas de Cerro del Corral (2,70 cgs). Finalmente se intentó modelar gravimétricamente la anomalía de Agua Blanca en función de la sustracción

del campo regional gravimétrico, pero debido a la poca densidad de puntos no fue posible determinar la posible existencia de fallas.

Comparando los valores isostáticos de este perfil con los del anterior, se observa que son correlacionables, teniendo en cuenta la mayor elevación topográfica de este perfil.

#### Cochrane - Coronel Pringles

El gradiente regional no sufre cambios si se lo compara con los casos anteriores.

La magnitud de las anomalías de Bouguer se mantiene en  $-30$  mgales, defecto de masa que es notablemente constante a lo largo de todos los perfiles realizados en las Sierras Australes.

En esta sección gravimétrica es destacable la correlación entre las unidades aflorantes y las ondas de gravedad. Es necesario aclarar que lo que se determina es el espesor aparente de las sedimentitas, no el espesor real sedimentario de las mismas. Así podemos inferir que el Grupo Curamalal tiene 7 km de ancho, el Grupo Ventana (no aflorante) 12,5 km y el Grupo Pillahuinco no es posible dimensionarlo por falta de estaciones al Oriente de las sierras.

#### Conclusiones

De acuerdo a la información existente y debido a la sencillez del método se decidió por una compensación isostática local, teoría de Airy-Heiskanen.

Por lo tanto queda excluido todo estudio de elevación postglacial que implicaría la aplicación de la teoría de compensación isostática regional de Vening Meinesz.

Si se propone como hipótesis de trabajo que la corteza del área en estudio fue sujeta a esfuerzos de compresión uniaxial; nos encontraríamos que al exceder el límite elástico de la misma se formó un abultamiento que, como lo demuestra Heiskanen-Vening Meinesz (1958), genera un cinturón de anomalías isostáticas negativas. Al finalizar este evento comienza el ajuste isostático, pero se hace muy difícil lograr un ajuste total (anomalías isostáticas iguales a cero).

La teoría aulacogénica explica que toda etapa de levantamiento es menor en amplitud que la de hundimiento, lo que dejaría una desviación negativa del equilibrio isostático.

Si existieron varios eventos de compresión



es evidente que en el centro de las Sierras Australes debemos buscar el mínimo isostático gravitatorio que fuera el remanente de todos los eventos compresivos.

De acuerdo a los perfiles isostáticos existentes esto se cumple en los perfiles 2 y 3 de la figura 2. Por falta de cartas topográficas adecuadas no fue posible confeccionar el perfil isostático 1 de la línea F. Solá-A. Corto.

Se puede postular, de acuerdo a la interpretación de las mediciones gravimétricas, que debajo de las Sierras Australes existe una raíz enclavada en la corteza no ajustada isostáticamente.

La amplitud de esta raíz está condicionada al contraste de densidad entre el estrato subyacente y la corteza. Así con un contraste de densidad de 0,6 cgs por cada km de elevación de la sierra tendríamos 4,45 km de raíz; para el caso de 0,3 cgs la raíz sería doble.

Del análisis de los perfiles se verifica en términos generales un déficit de masa hacia el lado oriental de las Sierras. En el área Noroccidental de las Sierras Australes, la existencia de valores negativos de la gravedad podrían atribuirse a una prolongación de la cuenca del Macachin, con un relleno similar al descrito por Salso (1960).

Al Sur de Tornquist tenemos nuevamente anomalía gravimétrica negativa que indica la existencia de una cuenca sedimentaria, posiblemente una extensión o parte del borde de la cuenca del Colorado.

No se puede establecer en forma fehaciente si las formaciones graníticas se inter-

ponen entre ambas cuencas, lo cual solamente podría ser dilucidado con una ampliación de detalles del estudio gravimétrico o con disparos de refracción.

Las metamorfitas cataclásticas de Cerro del Corral pueden tomarse como horizonte geofísico (basamento) para la investigación gravimétrica, pero es conveniente un estudio más profundo para identificar la roca que soporta a los sedimentos Paleozoicos de las Sierras. Son de esperar rocas de densidad mayor de 2,75 cgs a fin de explicar el gradiente y los contrastes gravimétricos.

El perfil 1 Felipe Solá-Arroyo Corto deja en evidencia la existencia de una falla en la zona de la laguna Las Encadenadas, similar a la existente al Norte de Bahía Blanca (Kostadinoff y Font, 1979).

Los afloramientos de las unidades que forman este sistema serrano se pueden corresponder con las variaciones de gravedad de corta longitud de onda; más aun, se los puede seguir a pesar de la cubierta moderna (ver figura 2).

Es notable el ensanchamiento de las ondas de gravedad de sudoeste a noreste, estos detalles se pueden visualizar en la figura 2.

### Agradecimientos

Al Dr. Carlos A. Cingolani por la discusión de algunos puntos de este trabajo.

A los técnicos del I.A.D.O. Jorge Piervitori, Gabriel Lloret y María Ofelia Cirone, por los dibujos y mecanografiado del manuscrito.

### Lista de trabajos citados en el texto

- 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 (Pcia. de Bs. Aires)*. Act. II Cong. Iberoam. de Geol. Ec., I: 57-63.
- Cingolani, C. A. y R. Varela, 1973. *Examen geocronológico por el método Rubidio-Estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses*. Act. V Cong. Geol. Arg., I: 349-371.
- Harrington, H. J., 1970. *Las Sierras Australes de Buenos Aires, Rep. Argentina, Cadena Aulacogénica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2): 151-181.
- Heiskanen, W. A. y F. A. Vening Meinesz, 1958. *The Earth and Its Gravity Field*. Mc Graw-Hill Book Company.
- Kostadinoff, J. y G. Font, 1979. *Máximo gravimétrico e isostasia en la Ría de Bahía Blanca*. Inst. Arg. Ocean. Contrib. 48.
- Kilmurray, J. O., 1975. *Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4): 331-348.
- Llambías, E. J. y C. R. Prozzi, 1975. *Ventania*. VI Cong. Geol. Arg., Relatorio: 79-101.
- Rolleri, E. O., 1975. *Provincias Geológicas Bonaerenses*. VI Congr. Geol. Arg., Relatorio: 29-53.

- Salso, Jorge H., 1960. *La cuenca de Macachin, Prov. de La Pampa (Nota Preliminar)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXI (2): 107-117.
- Turner, J. C. M., 1975. *Síntesis*. VI Cong. Geol. Arg., Relatorio: 9-25.
- 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.
- Yrigoyen, M. R., 1975. *Geología del subsuelo y plataforma continental*. VI Cong. Geol. Arg., Relatorio: 139-168, Buenos Aires.

Recibido: 23 de noviembre, 1980

J. KOSTADINOFF

E. GELOS

Instituto Argentino de Oceanografía  
CONICET  
Avda. Alem 53  
8000 Bahía Blanca.

G. FONT DE AFFOLTER

Universidad Nacional de La Plata  
Observatorio Astronómico  
Paseo del Bosque s/n  
1900 La Plata.

## GENESIS Y GEOQUIMICA DE LA MINERALIZACION DE LOS YACIMIENTOS "LOS MANANTIALES Y "LAGO FONTANA", PROVINCIA DEL CHUBUT \*

EDUARDO A. DOMINGUEZ

### Resumen

Los resultados referidos a ambientes de formación, temperaturas de depositación y caracterización de Provincias Metalogenéticas obtenidos por el estudio de la geología de los depósitos, la alteración hidrotermal y la calcografía de las menas, son confrontados con los resultados obtenidos por el estudio de distribución de Fe, Mn, Cu, Bi, Co y Ni en blendas, galenas y piritas de los yacimientos "Los Manantiales" y "Lago Fontana".

Se establece que los métodos geoquímicos son útiles y que complementan y amplían la información obtenida por otros métodos de estudio geológicos.

Se concluye que los yacimientos se formaron como culminación de un proceso de tipo volcánico andesítico, que las mineralizaciones fueron tectónicamente controladas y que se formaron a profundidades someras, entre 0,5 y 1 km. Se estima que la temperatura de formación de los sulfuros en "Los Manantiales" fue aproximadamente de 220°C y de 180°C en "Lago Fontana". Se determina que la edad de la mineralización es probablemente cretácica, que los yacimientos son de tipo sub-volcánicos y que formaban parte de la misma Provincia Metalogenética.

### Introducción

#### Objetivos:

El objetivo de este trabajo fue determinar la aplicabilidad del estudio de elementos menores en sulfuros en vetas de plomo y zinc, para determinar ambientes y temperaturas de depositación y caracterizar Provincias metalogenéticas.

La validez de la información obtenida por el estudio de elementos menores en sulfuros, fue controlada por la comparación con los resultados para los mismos tópicos obteni-

\* Trabajo acreedor del Premio "General Manuel Savio", referido a estudios geológicos económicos, otorgado por la Dirección General de Fabricaciones Militares bajo el auspicio del Consejo Superior Profesional de Geología.

### Abstract

The results on the characterization of Metallogenetic Provinces, temperatures and environment of formation of the ore deposits at "Los Manantiales" and "Lago Fontana" sites were obtained through the study of their geology, hydrothermal alteration and ore microscopy. These results completely agree with those obtained from the study of minor elements distribution in sphalerite, galena and pyrite, thus being the later a complementary method of the former.

The ore deposits are genetically related to a volcanic andesitic environment settled at shallow depth. The Temperature of formation of the sulfides was 220°C for "Los Manantiales" and 180°C for "Lago Fontana" approximately. The ore deposits are classified as sub-volcanic and the age of the mineralization concluded as Cretacic. Both deposits were part of the same metallogenetic province when mineralization occurred.

dos por otros métodos geológicos. Los métodos usados en este trabajo comprenden el estudio de la geología regional y del depósito, la alteración hidrotermal, y las texturas y mineralogías de las menas y las rocas de caja.

Para el estudio fueron seleccionados los yacimientos "Los Manantiales" y "Lago Fontana", por la similitud de sus mineralizaciones y por hallarse en distintas unidades morfoestructurales conocidas como "Macizo de Somun-Curá" y "Andes Patagónicos Australes".

El "Macizo de Somun-Curá" representa una región estable, mientras que los "Andes Patagónicos Australes" constituyen una región móvil cordillerana en el sentido de Bi-



livin (1968). Si se considera que una Provincia Metalogenética, en el sentido de Bilibin (1968) y Stanton (1972) implica una estrecha relación entre la actividad tectónica, el magmatismo, la sedimentación y los depósitos que se forman, las dos unidades pueden ser tomadas como diferentes Provincias Metalogenéticas.

#### Investigaciones anteriores:

Entre las investigaciones anteriores referentes a ambientes de formación relacionados con elementos menores en pirita, se cuentan los trabajos de Loftus-Hills y Solomón (1967) y de Johnson (1972) quienes encuentran que los contenidos de Co y Ni y la relación Co/Ni permiten distinguir entre ambientes de formación volcánicos y sedimentarios. Rose (1970) y Both (1973) encuentran que los elementos menores en blenda y galena permiten distinguir entre ambientes hidrotermales y sedimentarios.

La relación entre la temperatura de formación de los sulfuros y sus contenidos de elementos menores ha sido muy estudiada. El contenido de Fe en blenda como termómetro geológico fue investigado por Kullerud (1953), Barton y Toulmin (1966) Scott y Barnes (1971) y por Browne y Lovering (1973) entre otros. En Argentina Angelelli y otros (1973) encontraron que los depósitos de mayores temperaturas de formación tienen blendas ricas en Fe y Mn. En galenas, Fleischer (1955), Marshall y Joensu (1961) y Malakhov (1968) encuentran que altos contenidos en Bi, Sb y Ag son típicos de altas temperaturas de formación y el último autor relaciona los contenidos de Bi con las temperaturas de formación. El alto contenido de Co en piritas es considerado por Hamley y Nichol (1961) y Johnson (1972) como indicativo de temperaturas altas de formación.

Usando la distribución de elementos menores en blenda y calcopirita Burmham (1959) distinguió zonas dentro de una Provincia Metalogenética y Groves y Baker (1972) encuentran que la relación entre Fe y Mn en wolframitas es característica para cada región metalogenética en Tasmania.

Las características geológicas de los depósitos fueron resumidas de los trabajos de Angelelli (1941), Pagés (1944), Feruglio (1949), Dessanti (1956), Valvano (1957),

Volkheimer (1965), Leanza (1972), Malvincini y Llambías (1972), Bonoli-Cipolletti (1974) y Ramos (1976) entre otros.

#### Métodos de trabajo:

El muestreo de las menas y las rocas de caja fue diseñado en forma de tener una buena cobertura, tanto en sentido vertical como horizontal en los dos yacimientos estudiados. Las muestras fueron referidas a los planos de Bonoli-Cipolletti (1974) y de Pagés (1944). Figuras 1 y 2.

Los yacimientos fueron divididos en sectores para detectar variaciones mineralógicas o químicas. En "Los Manantiales" se consideraron los sectores Susana Beatriz, El Salvador, El Cobre, El Platífero, Veta A y Clara Natividad, además de los niveles 0 y 30 en el Cobre y El Platífero. En "Lago Fontana" se consideraron los sectores Socavón B, Pique Central, Socavón C, Socavón F y Parte Exterior.

En laboratorio se realizaron las determinaciones mineralógicas que fueron controladas con difractogramas obtenidos con un equipo de rayos X Philips Modelo PW/1050/25 radiación de Cu y velocidades de barrido de 1° y 2° por minuto.

La concentración de blenda, galena y pirita se realizó mediante líquidos pesados, el concentrador magnético "Frantz" y métodos manuales. Los concentrados tuvieron una pureza del 98 % en volumen. Los sulfuros de "Lago Fontana" se concentraron en la fracción 20-60 ASTM mientras que los de "Los Manantiales" se concentraron en la fracción 35-70 ASTM.

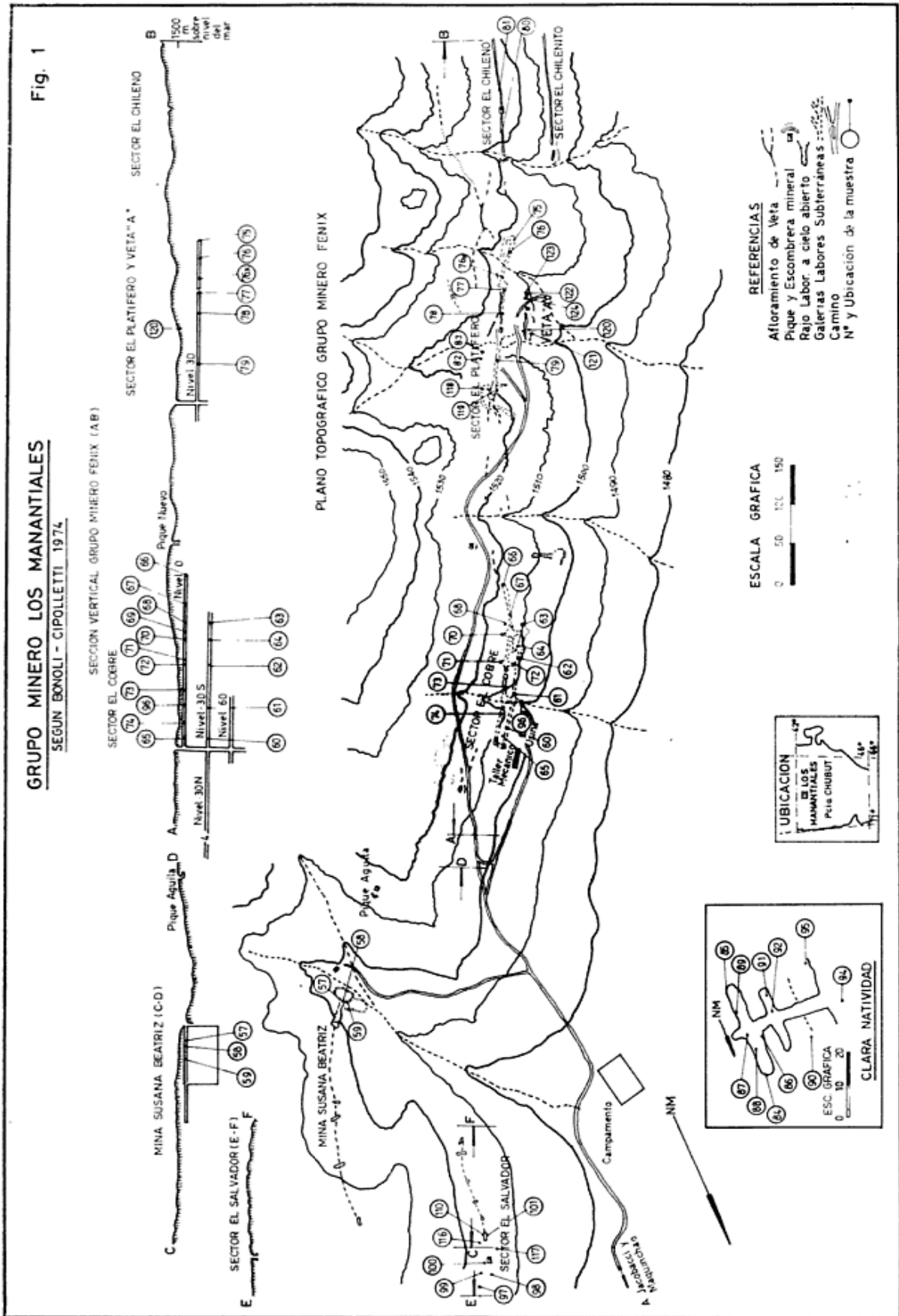
Los análisis químicos de Fe, Mn, Cu, Co, y Ni en blendas y galenas y de Cu, Bi, Ni y Co en piritas se realizaron por métodos colorimétricos mediante un espectrofotómetro Beckman "B".

Los cálculos estadísticos se realizaron con un computador Hewlet Packard Modelo 9830 A. Se usó para cada elemento un número de clase tan cercano a diez como fue posible.

#### Estudios geológicos

##### Geología Regional:

El yacimiento "Los Manantiales" forma parte de la unidad morfoestructural "Maci-



zo de Somun-Curé". Sobre un basamento Precámbrico-Paleozoico se disponen en mayor proporción rocas efusivas y piroclásticas, entre las que se intercalan rocas sedimentarias. Según Malvicini y Llabrás (1972) las rocas efusivas se formaron en tres ciclos de actividad volcánica. El primer ciclo es andesítico, de edad Eotriásica. El segundo ciclo es riolítico en el sector oriental del Macizo y andesítico-basáltico en el sector occidental; su edad es entre Triásico y Jurásico. Las rocas de este ciclo alojan las mineralizaciones de fluorita, manganeso, plomo y zinc. El tercer ciclo es basáltico, de edad Terciaria.

El yacimiento "Lago Fontana" se ubica en el límite entre las unidades Andes Patagónicos Australes y Andes Patagónicos Septentrionales. Los Andes Patagónicos Australes, se caracterizan según Leanza (1972), por presentar un basamento Paleozoico sobre el que se disponen rocas volcánicas y en menor proporción sedimentarias de edades triásicas y jurásicas, sobre las que se disponen potentes capas marinas cretácicas y terciarias. Cuerpos intrusivos graníticos cretácicos y terciarios y basaltos terciarios han sido descritos en la región. En el área se han estudiado yacimientos de plomo y zinc en esquistos y filitas en Chile (Ruiz, 1965) en granitos cubiertos por pórfidos jurásicos en el cerro San Lorenzo y en porfiritas jurásicas en Lago Fontana.

#### Geología de los Depósitos:

El área del yacimiento "Los Manantiales" fue estudiada por Dessanti (1956). Determinó que la unidad litológica más antigua es la Formación de Las Minas, que está constituida por andesitas, brechas y tobas, entre las que se intercalan conglomerados con rodados graníticos y es atribuida al Jurásico Medio. Está intruida por diques que en orden de edad decreciente son andesíticos, graníticos-tonalíticos, basálticos y vetas. Sobre esta formación se disponen la Formación Tobas Amarillas de edad terciaria inferior (Croce, 1950), la Formación Piremahuida constituida por mantos y brechas liparíticos de edad eocena. Los basaltos y depósitos modernos se disponen sobre las formaciones anteriores. La Formación de Las Minas fue afectada tectónicamente en reiteradas oportunidades. Las fracturas fueron agrupadas en cuatro juegos de rumbos N 45°; E — 0; N — S, y N 45° E.

El yacimiento está formado por tres vetas principales y varias secundarias. La potencia de las vetas es variable ya que presentan engrosamientos y ramificaciones (fig. 1). La veta "Angela" ha sido dividida en 3 sectores. Las fracturas mineralizadas tienen un rumbo N 30° E y son subverticales. Las brechas de fallas tienen clastos angulosos. Existen zonas de cizalla de hasta 3 metros de potencia. Las zonas de cizalla predominan en "El Cobre" mientras que las brechas lo hacen en "Clara Natividad".

Los sondeos de la Compañía Norandex (Bonoli-Cipolletti, 1974) permiten delinear las características de la mineralización en profundidad. Se continúa a los 120 m por debajo de la superficie actual, las vetas presentan ramificaciones y en algunos casos ninguna rama representa una continuidad simple de la veta en superficie. Las diseminaciones en la roca de caja se encuentran a los costados de las vetas pero en ciertos sectores son independientes y de varios metros de ancho. Existen texturas de relleno con espacios abiertos a los 120 m de profundidad.

La mineralización presenta texturas de relleno y de reemplazo cuyas importancias relativas varían de acuerdo a la distribución de estructuras en las fallas. La textura más frecuente es una crustificación grosera integrada por: cuarzo, pirita, adularia, clorita, blenda, galena y calcopirita. La crustificación es asimétrica e irregular ya que la secuencia de los minerales no es constante. En las brechas de falla, se encuentran texturas en escarpela. La secuencia de depositación se inicia con pirita de grano fino, cuarzo y clorita, en menor proporción aparece adularia. En las partes centrales de las vetas el grano es de tamaño medio y se encuentran blenda, galena y calcopirita, culminando la depositación con cuarzo y clorita. En los últimos sulfuros de la secuencia se incrementan las relaciones de reemplazo. La mineralización presenta las mayores leyes de zinc en "El Cobre" y las mayores de plomo en "El Cobre Sur" y "El Platífero". Incluye además oro y plata.

La geología del área del yacimiento "Lago Fontana" fue estudiada por Ramos (1976) quien halló que la unidad más antigua es la Formación Lago La Plata, integrada por tobas, andesitas y pizarras y atribuida al Jurásico medio. En esta unidad se aloja la veta estudiada. La Formación Lago La Plata pasa transicionalmente a la Formación Cotidiano a la que se sobreponen en discordancia angu-



lar los estratos Titononeocomianos y la Formación Katerfeld desarrolladas entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. Se desarrolla entonces una secuencia de eventos intrusivos entre el Jurásico superior y el Terciario inferior que incluye al granito La Plata Chico y diversos cuerpos básicos. La secuencia estratigráfica sigue con formaciones volcánicas atribuidas al Eoceno y se completa coladas basálticas y depósitos glaciares de posición horizontal y sin perturbación tectónica.

El yacimiento está formado por una veta principal y varias secundarias con engrosamiento y ramificaciones. Los sectores de la veta que presentan mayores potencias han sido explorados con trincheras y socavones y se muestran en la figura 2. La veta tiene una corrida de 850 m, con potencias máximas de 1,30 m. La veta principal tiene un rumbo N 47° E y un buzamiento entre vertical y 46° O.

La falla que controla la veta tiene paredes bien definidas en el socavón "C", mientras que presenta una brecha con cajas irregulares y mal definidas en la entrada del socavón "B". La roca de caja está diaclasada e inyectada por venas de cuarzo siguiendo las diaclasas.

La mineralización tiene texturas de relleno de cavidades y de reemplazos en la roca de caja. Los reemplazos son disseminaciones de poca importancia de pirita, blenda, galena y calcopirita y se presentan en las paredes de la fallas. El relleno de fracturas está representado por la crustificación de cuarzo, clorita y pirita que en las brechas forman texturas en escarpela. El cuarzo forma venas con texturas de peine, y abundantes espacios abiertos. En algunos lugares la pirita se implanta sobre cuarzo dando texturas crustificadas simétricas. La sucesiva y abundante depositación de cuarzo es evidente en algunos sectores. En Pique Central la roca de caja, fuertemente silicificada, ha sido brechada y cementada por cuarzo. Sobre la brecha cementada por cuarzo se deposita cuarzo con texturas en peine simétricas. Blenda, galena y calcopirita se depositan en forma crustificada sobre cuarzo con textura en peine o sobre la roca de caja. Las texturas de los sulfuros han sido destruidas por una depositación de cuarzo posterior, resultando brechas de reemplazo en las que se observan remanentes de la roca de caja y de los sulfuros.

Las texturas de deformación están representadas por flexuración de los planos de

clivaje en galena y por pirita cataclástica. La mineralización es de relleno en las fallas de paredes definidas, mientras que es de reemplazo donde las paredes son irregulares y existen caballos de caja. No se observó zonación de los sulfuros. Si se consideran las leyes dadas por Pagés (1944) se tiene que, para Pb y Zn los valores máximos corresponden a socavón "F", los valores mínimos son para socavón "E" mientras que el socavón "C" tiene valores intermedios.

#### Mineralogía:

En los yacimientos estudiados fueron identificados los siguientes minerales.

**Hidromica:** El término es usado siguiendo a Levinson (1955). En ambos yacimientos es un mineral presente en la alteración de la roca de caja y su composición varía con la distancia a las vetas. Reemplaza a fenocristales y matriz en las andesitas. La hidromica en las proximidades de la veta es reemplazada por otra generación de hidromica de grano fino intercrecida con cuarzo. Reemplaza a la clorita de alteración hidrotermal.

Los índices de refracción medidos son un promedio y aumenta con la decoloración de las rocas alteradas.

Para detectar la presencia de interestratificados se siguió el método propuesto por Weaver (1956). En Los Manantiales los difractogramas no muestran modificación al tratamiento, mientras que en "Lago Fontana" las modificaciones observadas son compatibles con aquellas obtenidas para interestratificados con un 10-20 % de capas expandibles. En Los Manantiales se midió el espaciado del plano 060 y la relación de intensidades de los planos 001 y 002. La distinción entre polimorfos se realizó según el método de Levinson (1955) y Bradley y Grim (1961). En Los Manantiales fue imposible en muchos casos detectar claramente el polimorfo predominante y en la mayoría de los casos las muestras son una mezcla de las variedades 1M y 2M<sub>1</sub>. En Lago Fontana sólo fue encontrada la variedad 1M.

Un resume de las características de la hidromica de Los Manantiales se da en la tabla 1.

**Clorita:** Es abundante en los dos yacimientos y se presenta como alteración de la roca de caja y como mineral de ganga.

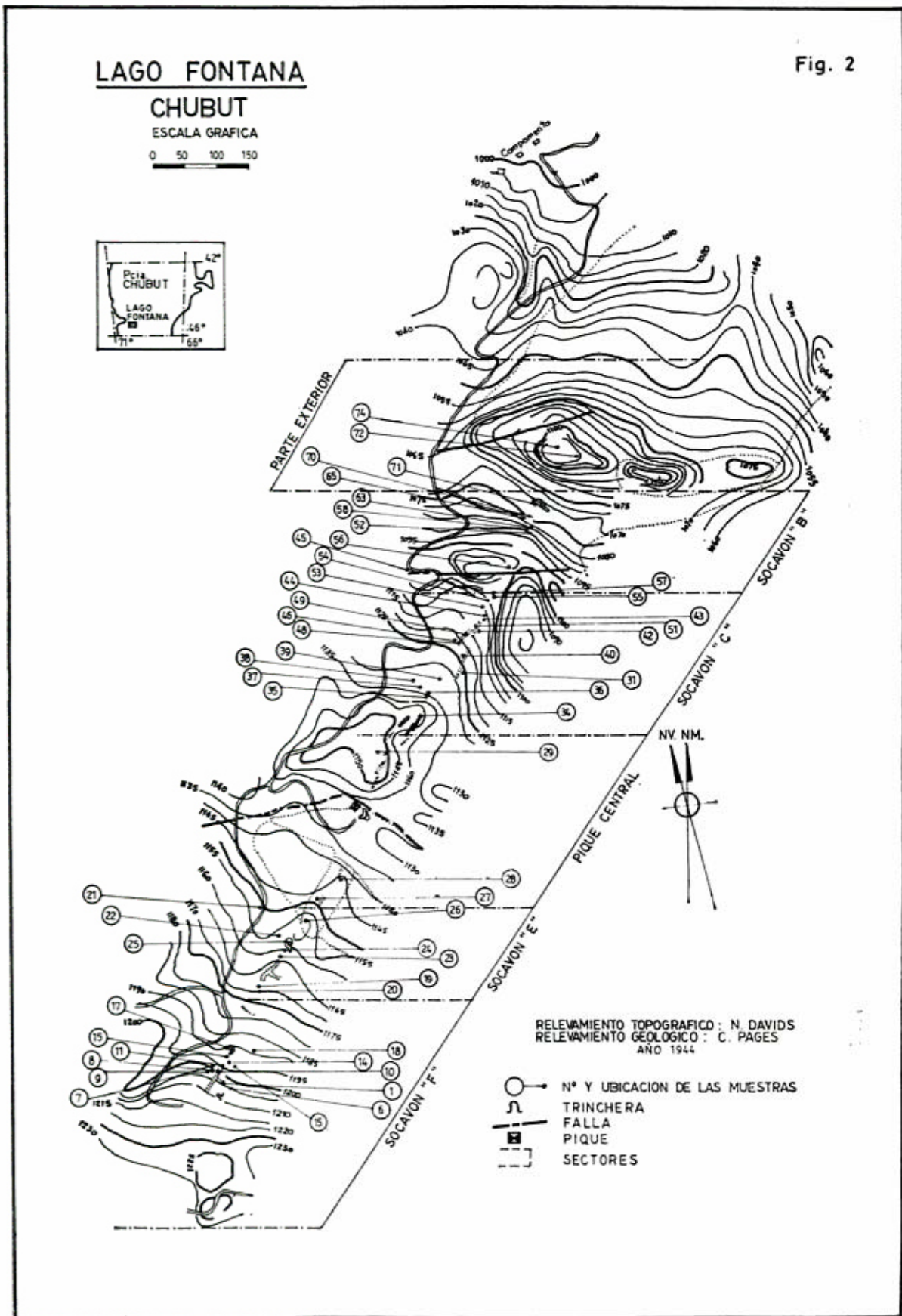


TABLA 1. — Características de la hidromica - yacimiento "Los Manantiales"

Nº de Muestra	Índice de refracción promedio	Espaciado plano reticular 060 Å	Relación entre intensidades 001/002	Color de la roca	Polimorfo
E 62	1,576	1,503	4	Roca blanca	2 M <sub>1</sub> = 1 M
67	1,572	—	—	Roca blanca	
68	1,568	1,503	5,33	Roca verde claro	1 M > 2 M <sub>1</sub>
70	1,562	1,499	8,3	Roca verde claro	1 M ?
72	1,561	—	—	Roca verde claro	—
73	1,569	—	—	Roca blanca	—
74	1,566	1,503	—	Roca blanca	1 M > 2 M <sub>1</sub>
86	1,571 - 1,569 1,566	1,504	2,87	Roca verde claro	2 M <sub>1</sub> ≥ 1 M
91	1,569	1,503	3	Roca blanca	1 M = 2 M <sub>1</sub>
92	1,564	1,501	2,95	Roca blanca	1 M = 2 M <sub>1</sub>
101	1,576	1,501	1,48	Roca blanca	1 M = 2 M <sub>1</sub>
102	1,576	1,503	1,94	Roca blanca	2 M <sub>1</sub> > 1 M
106	1,575	1,498	2,53	Roca blanca	1 M = 2 M <sub>1</sub>
107	1,576	1,505	1,72	Roca blanca	2 M <sub>1</sub>
109	1,571 - 1,569	1,502	2,53	Roca blanca	2 M <sub>1</sub> > 1 M
110	1,575	1,501	2,50		1 M = 2 M <sub>1</sub>
117	1,570	1,501	5,00	Roca verde claro	1 M

Por las relaciones texturales se identificaron tres generaciones de clorita que son, ordenadas de acuerdo a su secuencia paragenética, clorita de alteración de la roca de caja, clorita implantada y clorita de reemplazo de sulfuros. En la tabla 2 se dan las características de las cloritas estudiadas. Se usó la clasificación de Hey (1954).

Los índices de refracción fueron determinados en las secciones basales (001). Dicho plano presenta índices semejantes por lo que se considera a las cloritas como uniáxicas y el índice medido como correspondiente al rayo ordinario.

Los difractogramas obtenidos para las tres generaciones de clorita son similares. Las muestras tienen reflexiones definidas en los planos 002 y 004 y poco intensa en los planos 001 y 003. La clorita de alteración de la roca de caja presenta un incremento de las intensidades de reflexión de los planos 001 y 003 cuando la roca está más decolorada; calentadas a 500°C todas las cloritas exhiben un incremento de la intensidad de la reflexión 001, típico de las cloritas ricas en hierro (Brindley, 1961).

La determinación del contenido de Fe se realizó usando las tablas de Hey (1954) y el índice de refracción W.

El contenido de Si y Al de las capas tetraédricas fue determinado midiendo el espaciado basal y la relación espaciado basal-contenido de aluminio propuesta por Brindley (1961).

Para mayor precisión en la medición de los espaciados basales se usó, siguiendo a Brindley y Guillery (1956), el promedio de las reflexiones de los planos 003, 004 y 005, cuya desviación standart promedio fue de  $\pm 0,019$  Å. Igual rango de incertidumbre se alcanzó usando velocidades de barrido de 1° y 2° por minuto y es la precisión del método usado.

Como alteración de la roca de caja de clorita reemplaza a los fenocristales y la matriz en las andesitas y se asocia a pirita, epidoto, calcita, hidromica y cuarzo. Tiene pleocroísmo moderado, birrefringencia baja y elongación positiva y se hace de color pardo, pleocroísmo débil y de menor índice de refracción a medida que el cuarzo y la hidromica predominan en la muestra.

La clorita implantada se presenta en forma de cristales alargados dispuestos perpendicularmente a las fracturas. Lo hace también en forma de venillas que cortan la roca de caja. Tiene color verde, pleocroísmo moderado y birrefringencia baja. La clorita de



reemplazo de sulfuros es similar a la clorita implantada. Reemplaza a pirita, galena, cuarzo, blenda y calcopirita.

**Cuarzo:** En los dos yacimientos fueron identificados varias generaciones tanto en la alteración de la roca de caja como en la ganga. En la alteración de la roca de caja es de grano fino y está intercrecida con hidromica y clorita.

Una segunda generación forma venillas en la roca de caja. Las venillas tienen texturas en peine y gradan a venillas irregulares y de reemplazo. En Los Manantiales, este cuarzo se asocia a pirita, clorita y adularia.

Como ganga, en los dos yacimientos, existe una generación que reemplaza a los sulfuros. Reemplaza a pirita, blenda, galena y calcopirita. La siguiente generación se diferencia en los dos yacimientos estudiados. En Los Manantiales forma venillas sobre los sulfuros reemplazados por la generación anterior, tiene cristales implantados y se asocia a hematita. En Lago Fontana es muy abundante, de grano fino y engloba y reemplaza a los sulfuros y cuarzo de otras generaciones resultando texturas de brechas de reemplazo que se observan macroscópicamente.

Otra generación se presenta en Los Manantiales; es de escasa significación, tiene texturas en peine y se asocia a galena, pirita y calcopirita. En la oxidación aparece cuarzo supergénico tapizando cavidades en blenda en Lago Fontana.

**Pirita:** En los dos yacimientos forma parte de la alteración de la roca de caja y del relleno de la veta. En la roca de caja es diseminada de hábito cúbico, con variaciones de tamaño de sus cristales. No se hallaron diferencias paragenéticas entre los cristales de tamaños diferentes. En Los Manantiales la diseminación tiene hasta 8 m de potencia.

Como relleno de fisuras aparece implantada de grano fino en los bordes y de grano medio en las partes centrales, y se continúa como alineaciones de metacristales en la roca de caja. En Los Manantiales se asocia a cuarzo, clorita y adularia sin presentar un orden secuencial definido. En Lago Fontana la pirita es escasa, se asocia al cuarzo y clorita y tiene texturas crustificadas. En los dos yacimientos presenta texturas cataclásticas de distribución irregular.

En Los Manantiales existe en la veta otra generación de pirita de escasa significación asociada a cuarzo que se implanta sobre los

sulfuros. Es de grano fino a medio y presenta texturas en peine.

**Blenda:** Se presenta en los dos yacimientos como reemplazos en la roca de caja y como relleno de fisuras. Los reemplazos en la roca de caja son en forma de venillas con engrosamientos. Este reemplazo es importante en Los Manantiales y escaso en Lago Fontana.

Como relleno de fisuras aparece implantada sobre la roca de caja, cuarzo, pirita o clorita a los que se agrega adularia en "Los Manantiales". Tiene reflejos internos rojizos en "Los Manantiales" y amarillento-rojizos en "Lago Fontana". Reemplaza a pirita en forma centrífuga o según clivaje. En "Los Manantiales", en Clara Natividad, la brecha tectónica incluye en sus clastos blenda de esta generación. Existe además otra generación que se asocia a cuarzo y pirita con textura en peine y de escasa significación.

**Arsenopirita:** Se presenta sólo en Lago Fontana. Tiene cristales tabulares y es escasa.

**Galena:** Se presenta en los dos yacimientos como reemplazo de la roca de caja y como relleno de cavidades.

El reemplazo en la roca de caja es en forma de venillas irregulares y discontinuas dando a la roca un aspecto moteado. Es importante en Los Manantiales y limitado a los caballos de caja en Lago Fontana.

Como relleno de fisuras forma crustificaciones y exhibe texturas de deformación. Reemplaza a pirita, blenda y arsenopirita en el caso del Lago Fontana. En Los Manantiales la brecha de Clara Natividad tiene clastos de galena y existe en el depósito otra generación que se asocia a cuarzo, es de grano, fino, de escasa significación.

**Calcopirita:** Se presenta como relleno de fisuras y como reemplazo de otros sulfuros en los dos yacimientos. Los reemplazos en las rocas de caja, si bien existen, carecen de importancia.

Como relleno de fisuras se implanta sobre la roca de caja o sobre cuarzo o cementando clastos de la brecha tectónica en Lago Fontana.

Reemplaza a la pirita cataclástica y a blenda en forma de venillas y burbujas. El hecho de que la calcopirita forme venillas de hasta 8 mm de ancho y que las burbujas no

existan cuando hay venillas, ha sido interpretado como una textura de reemplazo. Corroboró esta interpretación de burbujas de calcopirita en la mitad de las muestras estudiadas en Lago Fontana.

Angelelli y otros (1973) interpretan las burbujas como debidas a exsolución. Reemplaza a galena en forma selectiva y pseudomórfica. En "Los Manantiales" otra generación, muy escasa, se asocia a cuarzo.

**Adularia:** Sólo se la halló en "Los Manantiales" y fueron identificadas dos generaciones de relleno de fisuras.

Una generación se presenta con cristales aciculares en las paredes de las vetas que pasan a pseudorómbicos en las partes centrales y se asocia a cuarzo, pirita y clorita. Otra generación se implanta sobre los sulfuros a los que corta con venillas. Esta adularia cementar la brecha de sulfuros en Clara Natividad.

**Hematita:** Sólo se la halló en "Los Manantiales". Se asocia a cuarzo de la última generación y forma cristales tabulares alargados que se agrupan en ramilletes. Reemplaza a pirita con cristales automorfos.

**Siderita:** Sólo se la halló en "Los Manantiales" y se asocia a cuarzo de la última generación sobre el que se implanta con cristales pequeños de color pardo amarillento.

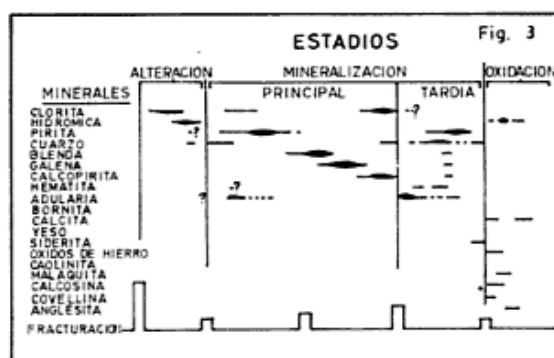
**Bornita:** Se la halló en "Los Manantiales" como reemplazo supergénico de calcopirita y galena.

**Covellina:** Se la halló en Lago Fontana como reemplazo supergénico de calcopirita y galena.

**Anglesita, Cerusita, Malaquita, Yeso, Caolinita, Calcita y Oxidos e Hidróxidos de Hierro:** Fueron hallados en las zonas de oxidación de los yacimientos.

## Paragénesis

La distribución de los arreglos minerales y sus relaciones temporales permitieron diferenciar a los siguientes estadios: alteración hidrotermal; mineralización y oxidación a los que se agrega mineralización tardía en Los Manantiales. Los cuadros paragenéticos se muestran en las figs. 3 y 4.



## Alteración Hidrotermal

La circulación de fluidos hidrotermales formó los halos de alteración cuarzo-sericíticos y propilíticos en los dos yacimientos. La clasificación usada fue propuesta por Meyer y Hemley (1967).

Las andesitas presentan una decoloración progresiva hacia las fallas que se corresponden con cambios texturales y mineralógicos. La presencia de pirita inalterada en zonas fuertemente decoloradas ha sido considerada como indicativa de alteración sericítica hipogénica.

La alteración cuarzo-sericítica es la de las rocas blanqueadas y tiene potencias variables entre algunos centímetros y los 4 metros. Sus espesores disminuyen con la profundidad en los dos yacimientos. Las rocas blanqueadas sólo exhiben relictos de sus texturas originales reconocibles por el pseudomorfismo de hidromica y cuarzo en las plagioclasas. La distribución de hidromica y cuarzo es zonada respecto a las fracturas dominando el cuarzo en los sectores proximales y la hidromica en los distales. La distribución de pirita es irregular.

La alteración propilítica es la que corresponde a las rocas de tonalidades verde claro a oscuras. Como el pasaje de la alteración cuarzo-sericítica a la propilítica es gradual,

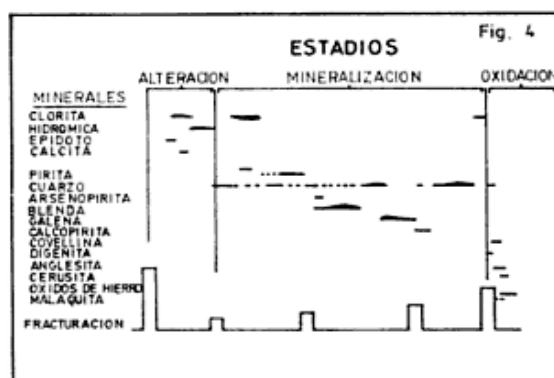


TABLA 2. — Características de las cloritas - Yacimientos "Los Manantiales y "Lago Fontana"

Yacimiento	Generación	Distancia a Fract. Miné- ralizada en m	Índice de Refracción $w$	Espaciado basal	Contenido de			Clasificación
					Al	Si	Fe	
Los Manantiales	Alteración	29	1,618	14,1714 ± 0,026	2,68	5,32	7,2	
	Alteración	12	1,607	14,2052 ± 0,025	2,46	5,54	6,2	Ripidolita
	Alteración	4	1,606	14,1864 ± 0,03	2,59	5,41	6,1	Ripidolita
	Alteración	0,01	1,604	14,1458 ± 0,015	2,85	5,15	6,9	Ripidolita
	Implantada	—	1,638	14,1404 ± 0,008	2,91	5,09	9,2	Ripidolita
	Implantada venillas en rocas de caja	—	1,638	14,2083 ± 0,016	2,43	5,57	9,2	Ripidolita
	Implantada	—	1,635	14,1983 ± 0,037	2,46	5,54	7,9	Ripidolita
	Implantada	—	1,624	14,1444 ± 0,015	2,87	5,13	8,8	Ripidolita
	De remplazo de sulfuros	—	1,635	14,1433 ± 0,017	2,91	5,09	8,9	Ripidolita
	De remplazo de sulfuros	—	1,642	14,1406 ± 0,001	2,92	5,08	9,5	Ripidolita
Lago Fontana	Alteración	6	1,632	14,1323 ± 0,044	2,94	5,06	3,5	Ripidolita
	Alteración	0,8	1,612	14,1657 ± 0,009	2,74	5,26	6,6	Ripidolita
	Implantada	—	1,639	14,1417 ± 0,0089	2,91	5,09	9,2	Ripidolita
	Implantada	—	1,649	14,1981 ± 0,002	2,47	5,53	10,4	Ripidolita
	Implantada	—	1,642	14,1285 ± 0,0264	2,96	5,04	9,4	Ripidolita
	De remplazo de sulfuros	—	1,648	14,1882 ± 0,011	2,56	5,44	10,2	Ripidolita





TABLA 4. — Análisis químicos de blenda, galena y pirita yacimiento "Lago Fontana"

Sector	Nº de Fe % muestra	BLENDA										GALENA										PIRITA													
		Moles S % Fe	Mn %	Cu %	Bi ppm	Ni ppm	Co ppm	Fe %	Mn %	Cu %	Bi ppm	Ni ppm	Co ppm	Fe %	Mn %	Cu %	Bi ppm	Ni ppm	Co ppm	Fe %	Mn %	Cu %	Bi ppm	Ni ppm	Co ppm	Fe %	Mn %	Cu %	Bi ppm	Ni ppm	Co ppm				
Socavón "F"	5	8,66	14,52	0,16	0,08	180	993	561	0,63	0,09	0,18	1110	3174	2182	0,01	610	1	99	99																
	7	1,81	3,13	0,11		230			0,27	0,09	0,02	1050	2667	2761																					
	8	1,31	3,00	0,09	0,05	90	948	530																											
	11	6,15	9,68	0,14	0,09	90	2050	820																											
	12	1,75	2,93	0,14	0,00	90	1810	661	0,27	0,07	0,02	1580	2557	2194	0,24	320	617	1045	1,69																
	16	2,63	2,91	0,08	0,07	320	726	20	0,35	0,04	0,33 *	960	2033	2151	0,25	6,60	0	2198	2198																
17																																			
Socavón "E"	19	2,62	3,91	0,08	1,14 *	90	709	129	0,97	0,09	0,11	1210	1061	3635																					
	24	1,65		0,00 *	0,00 *	90																													
Pique "Central"	32	2,83	4,88	0,15	0,27	230	306	130	0,27	0,08	0,09	960	1839	4523																					
	34																																		
	35	14,30 *		0,08	0,19	230	877	509																											
	36	5,37	8,72	0,10	0,00	180	795	862	0,17	0,08	0	1050	1203	327																					
	39																																		
	40	1,49	1,96	0,08	0,02	140	1863	1348	0,97	0,05	0,04	760	2970	2646																					
41	5,21	8,72	0,13	0,37	140	1271	528																												
42	2,07		0,00 *	0,00	230			0,24	0,08	0,02	1050	3305	2594																						
51	4,48	6,52	0,16	0,41	140	1075	1322																												
52	3,15	5,81	0,15	0,32	180	1580	1759 *																												
53	1,96	2,93	0,10	0,00	230			0,52	0,04	0,11	1420	2095	2660																						
56	2,27	3,87	0,08	0,00	370			1,15 *	0,07	0,05	1210	1365	2269																						
57	1,89	2,93	0,18	0,12	330	1191	511																												
64	2,59	3,91	0,07	0,36	280	1780	701	0,32	0,06	0,07	1260	529	1079																						
67	2,24	3,78	0,09	0,17	280	766	0																												
74																																			
80									0,42	0,03	0,02	1800 *	967	693																					
									0,55	0,06	0,15	1050	2219	3773																					

\* Los asteriscos corresponden a valores considerados anómalos y que no han sido tenidos en cuenta en el análisis estadístico.

se ha considerado que se trata de alteración propilítica cuando el 60 % del volumen de la roca está integrado por clorita, calcita, y albita. La roca conserva sus texturas originales, las plagioclasas están albitizadas y el mineral dominante es la clorita. Aparecen además, epidoto, pirita y venillas de calcita. Hidromica y cuarzo aparecen en cantidades subordinadas.

La existencia de zonas de alteración cuarzo-sericítica sin mineralización y de una segunda alteración de la roca de caja sincrónica con la mineralización son evidencias de movimientos de reajustes en las fracturas antes de producirse la mineralización.

La segunda alteración de la roca de caja está formada por venillas generalmente monominerales de cuarzo, pirita, clorita a los que se agrega adularia en Los Manantiales. El sincronismo de esta segunda alteración con la mineralización se basa en que cuarzo, clorita, pirita, que forman crustificaciones en las fracturas, pasan a venillas y reemplazos en la roca de caja previamente alterada. La clorita de las venillas y la que aparece implantada tienen idénticas composiciones y los sulfuros que forman las vetas presentan disseminaciones y reemplazos en la roca de caja.

### Mineralización

Las fracturas y brechas fueron rellenadas y cementadas por cuarzo, clorita y pirita a los que se agrega adularia en "Los Manantiales". La pirita fue el primer sulfuro que se depositó. Las texturas cataclásticas en pirita, anteriores a otros sulfuros, son indicativas de movimientos en las fracturas. Los movimientos reabren las fracturas y una nueva circulación de fluidos deposita cuarzo, blenda, galena, calcopirita y clorita. En la medida en que los espacios son sellados la depositación prosigue por reemplazos. Así el cuarzo y la blenda son de relleno mientras que galena y calcopirita son fundamentalmente de reemplazo. En Lago Fontana la mineralización culmina con una notable depositación de cuarzo que engloba y reemplaza a todos los minerales depositados previamente.

En "Los Manantiales" nuevos movimientos fracturan la mineralización y forman la brecha en Clara Natividad. La recirculación del fluido produce entonces la depositación en espacios abiertos de adularia, cuarzo y si-

derita con cantidades subordinadas de blenda, galena, pirita y calcopirita.

### Oxidación

Los efectos del intemperismo son sólo observables en las labores superficiales y escasos a los pocos metros de profundidad.

### Geoquímica

Se determinaron los contenidos de Fe, Mn, Cu, Bi, Ni y Co en los concentrados de blenda, galena y pirita de los dos yacimientos.

Los minerales analizados ocupan en ambos yacimientos una posición paragenética similar. Las relaciones de reemplazo entre los sulfuros implican una depositación en desequilibrio. Sólo un equilibrio incipiente fue observado entre pirita y blenda en "Los Manantiales".

Si bien se encontraron zonas de crecimiento en los sulfuros en este trabajo se ha considerado que los elementos analizados están distribuidos homogéneamente en las estructuras cristalinas.

El resultado de los análisis químicos se da en las tablas 3 y 4. La ubicación de las muestras y el sector a que pertenecen puede verse en las figuras 1 y 2.

Los valores molares de SFe en blendas han sido calculados considerando que Fe y Mn reemplazan a zinc isomórficamente.

### Estadística

La comparación de la distribución de los elementos químicos analizados fue realizada mediante estadística. Se consideró anómalos a los valores superiores a la media más dos desviaciones standard para cada elemento de un mismo mineral (Hawkes y Webb, 1962). Los valores anómalos fueron eliminados del análisis estadístico ulterior y son señalados con un asterisco en las tablas 3 y 4.

Se determinó la media estadística, la moda principal y la desviación standard de cada elemento en ambos yacimientos. Se determinó además la media estadística de cada elemento en cada sector que fue considerado de los yacimientos.

Los resultados obtenidos se muestran en las tablas 5 y 6. Se encontró que en blenda

TABLA 5. — Comparación de contenidos medios en blenda, galena y pirita de los yacimientos "Los Manantiales" y "Lago Fontana"

			Los Manantiales	Lago Fontana
B L E N D A	Fe	%	3,99	3,11
	Mn	%	0,14	0,11
	Cu	%	0,57	0,13
	Bi	ppm	232	199
	Ni	ppm	787	1175
	Co	ppm	4,86	575
G A L E N A	Fe		1,19	0,45
	Mn		0,07	0,06
	Cu		0,07	0,06
	Bi		1094	1126
	Ni		1624	1999
	Co		2468	2395
P I R I T A	Bi		694	530
	Ni		926	205
	Co		1813	1144
	Cu		0,35	0,16

las medias de Fe, Mn y Cu son mayores en "Los Manantiales" mientras que Co y Ni son mayores en "Lago Fontana" y el contenido de Bi es similar en los dos yacimientos. En pirita las mayores medias de todos los elementos analizados se encontraron en "Los Manantiales".

Respecto a la distribución entre los distintos sectores de los yacimientos, en "Los Manantiales" se halló lo siguiente: En blenda el Fe, Mn, Cu y Bi presentan las mayores medias en "El Cobre" y "El Platífero" mientras que son menores y comparables entre sí, en "Clara Natividad" y "Susana Beatriz". El Co y el Ni presentan las mayores medias en "Susana Beatriz", "Clara Natividad" y "Veta A". En sentido vertical el Fe, Mn y Cu tienen mayores medias en los niveles profundos mientras que Ni y Co las tienen en los niveles superficiales. El Bi no muestra tendencias.

En galena la distribución de elementos no es definida y como tendencia general puede decirse que las mayores medias se concentran en las vetas periféricas (Clara Natividad y Susana Beatriz) y los extremos distales de la veta "Angela" aunque el sector central de dicha veta tiene medias altas. En el sentido vertical el Fe, Mn y Cu tienen mayores medias en los niveles profundos, el Co no muestra variación y el Bi

y Ni tienen mayores valores en el nivel superficial.

En el yacimiento "Lago Fontana" en blendas las mayores medias de Fe, Mn, Cu, Bi y Ni se encuentran en los socavones "C", "B" y "F" mientras que las menores en el socavón "E" y Parte Exterior. En galenas las mayores medias de Fe, Mn, Cu, Bi y Co se encontraron en los socavones "E", Parte Exterior y Pique Central. El Ni es mayor en los socavones "C" y "F".

En pirita se encontró que las medias en "Lago Fontana" son similares a las medias en "El Platífero" para todos los elementos estudiados.

#### Comparación de los resultados obtenidos por los estudios geológicos y geoquímicos

La comparación se hace referida a las interpretaciones que surgen de los estudios geológicos y geoquímicos en cuanto a ambiente de formación, temperaturas de deposición y provincias metalogénicas.

#### Ambiente de formación

En los estudios geológicos surge que los dos yacimientos se emplazan en andesitas,



TABLA 6. — Contenido medio de elementos menores en blenda, galena y pirita en los sectores de los yacimientos "Los Manantiales" y "Lago Fontana"

YACIMIENTOS	ELEMENTOS DE																			
	Fe %		Mn %		Cu %		Bi ppm		Ni ppm		Co ppm									
Nº de muestras	Bd	Gn	Bd	Gn	Bd	Gn	Py	Bd	Gn	Py	Bd	Gn	Py	Bd	Gn	Py	Bd	Gn	Py	
	17	16	18	18	19	16	8	18	17	7	18	15	5	18	16	6				
"LOS MANANTIALES"	Susana Beatriz	4,17	0,86	0,12	0,07	0,50	0,11	0,42	230	1110	—	1071	2001	—	732	2703	—	—	—	
	El Cobre Nivel 0	1,52	0,40	0,12	0,06	0,17	0,04	—	255	1440	852	1265	1927	1122	303	2613	2026	—	—	
	-30	4,53	1,02	0,15	0,09	0,89	0,09	—	247	1193	—	323	1226	—	297	2530	—	—	—	
	El Platífero	5,80	1,61	0,14	0,07	0,67	0,09	0,36	247	806	483	844	1629	730	678	2276	1601	—	—	
	Veta "A"	—	2,59	0,10	0,10	0,07	0,04	—	210	1050	—	1059	1023	—	427	2848	—	—	—	
Clara Natividad	2,43	1,02	0,18	0,08	0,55	0,04	—	195	937	—	779	1578	—	348	2280	—	—	—		
El Salvador	—	—	—	0,10	—	—	—	—	1580	—	—	—	—	—	2046	—	—	—		
Nº de muestras	20	+ 3	19	+ 4	19	+ 3	—	21	13	3	16	14	3	15	14	3				
"LAGO FONTANA"	Socavón "F"	3,75	0,38	0,12	0,07	0,06	0,07	0,16	106	1175	530	1305	2607	1114	518	2321	205	—	—	
	Socavón "E"	2,13	0,57	0,08	0,09	—	0,11	—	90	1210	—	705	1001	—	129	3685	—	—	—	
	Pique Central	3,72	0,47	0,10	0,07	0,17	0,04	—	184	923	—	1022	2004	—	675	2448	—	—	—	
	Socavón "C"	2,63	0,38	0,12	0,06	0,14	0,06	—	253	1226	—	1282	2255	—	916	2507	—	—	—	
	Socavón "B"	2,41	0,32	0,08	0,06	0,26	0,07	—	230	1250	—	1273	529	—	350	1079	—	—	—	
Parte Exterior	—	0,49	—	0,05	—	0,09	—	—	1050	—	—	1593	—	—	2223	—	—	—		

brechas y tobas de edad jurásica y que se formaron en un ambiente continental (Volkheimer, 1965).

Existieron movimientos tectónicos anteriores y contemporáneos a las mineralizaciones. En Lago Fontana las vetas han sido desplazadas por fallas post minerales (Pagés, 1944) y movimientos similares han sido descritos por Valvano (1957) en Los Manantiales".

La mineralización se formó por reemplazos en la roca de caja y relleno de cavidades. En "Los Manantiales" la mineralización está controlada por zonas de cizalla en el sector Central de la veta "Angela" y por brechas y fallas de cajas bien definidas en las vetas periféricas. En Lago Fontana la mineralización se aloja en fallas abiertas y brechas de falla con escasas zonas de cizalla.

"Los Manantiales" presentan texturas crustificadas groseras y zonas de reemplazo irregulares. Los cristales de sulfuros son pequeños. En "Lago Fontana" las crustificaciones está mejor definidas, presentan texturas en escarapela y espacios abiertos.

Las brechas de falla y las texturas crustificadas con espacios abiertos y escarapelas indican, según Butler (1942) y Shecheglov (1970) profundidades someras de formación. Se concluye que los yacimientos se formaron a escasa profundidad y que profundidades comparativamente mayores son indicadas para "Los Manantiales". En "Lago Fontana" puede hacerse una estimación de la profundidad de formación si se asume que la mayor cota de las andesitas en el sector, 1.550 m en el Cerro Katerfeld, representa la superficie original poco erosionada en el momento de la mineralización. Como la mineralización se encuentra entre las cotas de 1.220 y 1.070 se concluye que debió formarse entre los 400 y 600 metros de profundidad.

Las edades de las mineralizaciones son difíciles de establecer con seguridad.

En "Los Manantiales" los diques y las vetas se ajustan a un mismo juego de fracturas y los diques están cubiertos por formaciones terciarias sin perturbaciones tectónicas (Dessanti, 1956 y Volkheimer, 1965). En Lago Fontana las principales perturbaciones tectónicas se registraron entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior y la última durante el Oligoceno, según Ramos (1976).

Para toda la región las fallas y las fracturas se formaron en el basamento, según Coira *et al.* (1975), en el Paleozoico y fue-

ron reactivadas durante el Mesozoico y principios del Terciario.

Lo expuesto induce a situar la edad de la mineralización, si se consideran las fracturas post-minerales, entre el Jurásico y el Terciario inferior, es decir posiblemente en el Cretácico inferior.

Desde el punto de vista geoquímico las similitudes en la distribución de todos los elementos analizados en blenda, galena y pirita es sugestiva de una composición similar de los fluidos que los originaron. Para yacimientos alejados geográficamente un fluido de tipo magmático explica mejor dicha similitud.

Los valores de Co y Ni y de la relación Co/Ni en la pirita de los dos yacimientos son similares a los hallados por Loftus Hill y Solomón (1967) para piritas formadas por rellenos de fracturas en ambientes volcánicos.

#### Temperaturas de deposición

La temperatura y acidez de las soluciones mineralizadoras fue estimada por los cambios producidos en la roca de caja y los minerales que se depositaron en las vetas.

Los arreglos propilíticos son esencialmente producidos por un fluido de escasa acidez según Hemley y Jones (1964). El reemplazo de clorita por hidromica, la disminución del contenido de Fe en clorita y el aumento de

la relación  $\frac{A1}{Fe + Mg}$  en su estructura a me-

dida que la roca está más decolorada implica un equilibrio con fluidos de mayor acidez y/o temperatura según Marakushev y Perchuk (1970).

En los arreglos sericíticos el aumento del índice de refracción de la hidromica hacia las fracturas y la disminución de la relación de intensidades de las reflexiones 001/002 fue interpretada como debida a un incremento de A1 y K en las estructuras producida por un ambiente ácido según Hemley y Jones (1964).

Durante la mineralización se depositó en los primeros momentos clorita en los dos yacimientos, a los que se agregó adularia en "Los Manantiales". La clorita de este estadio presenta mayores contenidos de Fe y Si en su estructura que la clorita de alteración hidrotermal más cercana a las fracturas. Estos cambios son compatibles con su equilibrio, según Marakushev y Perchuk (1970)

con fluidos de menor acidez y/o temperatura. La adularia se forma en ambientes de bajas temperaturas de depositación y un pH cercano al neutral según White (1967). La presencia de clorita similar a los dos yacimientos hacia el final de la mineralización es indicativa de que el fluido conservó una baja acidez y una temperatura menor que la que produjo la alteración hidrotermal.

La depositación de hematita y siderita en Los Manantiales es sugestiva de un aumento de la importancia del ambiente superficial hacia el fin de la mineralización.

La zonación de polimorfos de mica hacia las vetas fue atribuida para otros depósitos a gradientes de temperaturas de formación (Iawo, 1970 y Bertina *et al.*, 1974). Como el pasaje de los polimorfos 2 M<sub>1</sub> a 1 M se produce entre los 200 y 300 °C según Yoder y Eugster (1953) se concluye que los fluidos que produjeron la alteración en Los Manantiales debieron tener una temperatura de aproximadamente unos 250 °C y algo menor las que formaron los arreglos en Lago Fontana.

El mayor tamaño de los cristales de los sulfuros y la mayor proporción de cuarzo en Lago Fontana que en Los Manantiales es sugestiva de una formación a partir de soluciones más diluidas. La velocidad de enfriamiento de las soluciones en los dos yacimientos debió ser comparable puesto que están controlados por estructuras tectónicas semejantes; es decir que este factor no controló probablemente el tamaño de los cristales. Por otra parte, dado que la solubilidad de la sílice según Holland (1967) solo depende de la temperatura de los fluidos, para temperaturas de formación semejantes al mayor volumen de cuarzo es sugestivo de una mayor circulación de fluidos para Lago Fontana.

La evolución térmica y de acidez de los fluidos hidrotermales es compatible con un sistema análogo al propuesto por White (1968).

Desde el punto de vista geoquímico se halló que en blenda las mayores medias de Fe, Mn, Cu y Bi se encuentran en los sectores centrales de las vetas y los niveles profundos. En Lago Fontana el extremo sur presenta medias altas indicando posiblemente una prolongación de la mineralización hacia ese sector. En galena las mayores medias se concentran en los sectores extremos y en las vetas periféricas. Si bien no ha sido descrita una zonación de los sulfuros en ninguno de los dos yacimientos comparando con los in-

formes de Pagés (1944), y Bonoli-Cipolletti (1974) se encuentra mayores medias en blenda y galena se correlacionan con los sectores en que las leyes de zinc y de plomo son mayores. Los mayores contenidos de elementos menores en una especie mineral parecen encontrarse en los sectores en que se produjo su mayor depositación.

Las mayores medias de Fe, Mn, Cu y Bi en blenda y galena y de Co, Ni, Bi y Cu en piritita en Los Manantiales y sus niveles más profundos es debida a diversos factores entre los que se cuenta una mayor temperatura de formación.

Los contenidos de Bi en galena de los dos yacimientos, son análogos a los hallados por Malakhov (1968) para galenas depositadas entre los 140 y 220 °C.

Por la similitud de los arreglos minerales, y solo a los efectos comparativos, ya que su aplicación rigurosa está descartada, se usó la curva de moles % de S Fe en blenda versus temperatura de formación para bajas temperaturas propuesta por Browne y Lovering (1973). Los resultados obtenidos, si se consideran las medias de moles % de S Fe, son indicativos de una temperatura de formación media de 220 °C para la blenda de Los Manantiales y de 180 °C para el mismo mineral en Lago Fontana.

### Provincias Metalogenéticas

De las descripciones de la geología regional se concluye que las dos regiones tuvieron un comportamiento tectónico-magmático similar hasta el Cretácico medio a superior. Es a partir de entonces cuando una se comporta como plataforma y la otra como región móvil cordillerana.

Puesto que las mineralizaciones se formaron probablemente en el Cretácico inferior, se concluye que formaban parte de una misma provincia metalogenética.

Desde el punto de vista geoquímico no se halló ninguna evidencia que permita pensar que se trataba de dos regiones metalogenéticas distintas.

### Conclusiones

Se concluye que los estudios de distribución de elementos menores de sulfuros son útiles para determinar ambientes de formación, estimar temperaturas de depositación y caracterizar provincias metalogenéticas.

Sus resultados complementan la información obtenida por otros métodos de estudio geológico.

Los yacimientos se formaron como culminación de un proceso volcánico de tipo andesítico que incluyó la formación de diques de variada composición, desarrollado en un ambiente continental.

La mineralización fue contralada por fracturas y se formó a profundidades someras, entre 0,5 y 1 km. El yacimiento Los Manantiales se formó a una profundidad relativamente mayor que Lago Fontana.

Los movimientos tectónicos que controlaron la formación de las fallas o sus movimientos actuaron antes, durante y después de la mineralización. Los sucesivos estados de alteración hidrotermal y mineralización fueron debidos a los movimientos en las fracturas durante la vida del sistema hidrotermal que provocaron la reapertura de las fracturas, parcialmente selladas, y el cambio de los conductos de circulación del fluido hidrotermal.

Los fluidos que produjeron la alteración hidrotermal y mineralización fueron de origen magmático relacionados con procesos volcánicos. No se descarta la posibilidad de un aporte subordinado de aguas meteóricas.

Las soluciones que produjeron la alteración cuarzo sericítica fueron ácidas y de una temperatura de entre 200 y 300 °C en Los Manantiales y algo menos a los 200 °C en Lago Fontana. En el momento de la mineralización la acidez de las soluciones fue baja, y las temperaturas estuvieron comprendidas entre los 140 y 220 °C. Se estimó una temperatura de formación de 220 °C para Los Manantiales y de 180 °C para Lago Fontana.

La clorita como mineral de ganga rico en hierro aparece relacionada a la mineralización que contiene oro y plata. Esta clorita podría ser usada como guía de mineralización similar en este tipo de depósitos. Las mineralizaciones exhiben una paragénesis de tipo epi-mesothermal. Las soluciones que formaron a Los Manantiales fueron más con-

centradas que las que formaron Lago Fontana.

Los mayores contenidos de Fe, Cu, Mn y Bi en blenda y galena se encuentran en los sectores en que predomina el sulfuro analizado. En blenda aparecen en los sectores centrales mientras que en galena en los sectores distales y vetas periféricas. Como excepción se encuentra la blenda del extremo sur de la veta de Lago Fontana lo que indicaría, posiblemente, una prolongación de la mineralización hacia el sur.

Los yacimientos, en el momento de su formación, formaban parte de una misma unidad morfoestructural y metalogenética. La edad de la mineralización es, posiblemente Cretácica. No se descarta la posibilidad de que sea más antigua.

Por las características de profundidad y temperaturas de formación, los depósitos deben ser clasificados como sub-volcánicos en el sentido de Cissard y otros (1956) (en Jankovic (1968)) o "epitermales" en el sentido de Schmitt (1950).

### Agradecimientos

El trabajo es un resumen de la Tesis Doctoral presentada por el autor en el año 1977 en la Universidad Nacional del Sur y fue posible gracias a la infraestructura suministrada por Fundación Bariloche. Debo mi profundo agradecimiento a los Dres F. González Bonorino; A. J. Romero y A. Herrera por sus críticas, sugerencias y el interés con que siguieron el desarrollo del trabajo. Es altamente apreciada la cooperación de los Sres. R. Miller de Norandex Arg. S.A. y M. Eloff quienes permitieron el acceso a los yacimientos estudiados y del Dr. Jorge Rabassa y la Lic. G. Aliotta quienes revisaron y criticaron el manuscrito y me alentaron en todo momento.

Finalmente mi profundo reconocimiento a los Doctores M. K. de Brodtkorb y J. Kröger quienes fueron los jurados el trabajo de Tesis.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Angelelli, V., 1941. *Los yacimientos de minerales y rocas de aplicación de la República Argentina*. Ministerio de Agric., Direc. de Min. y Geol., Bs. As., 100págs.
- Angelelli, V.; M. K. de Brodtkorb; H. B. Nicolli e I. B. A. Schalauk, 1973. *Estudio sobre blendas argentinas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (3): 275-291.
- Barton, P. B. y P. Toulmin, 1966. *Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S System*. Econ. Geol., 61 (5): 815-849.



- Berzina, A. P.; T. N. Grigoryeva, S. J. Sotnikov *et al.*, 1974. *Polymorphic modifications of sericite in some copper molybdenum deposits*. Int. Geol., Rev. 16 (6): 247-650.
- Bilibin, Y. A., 1968. *Metallogenic provinces and metallogenic epochs*. Queens College Press Publishing, New York.
- Bonoli-Cipolletti, F., 1974. *Proyecto de desarrollo minero "Cerro Castillo"*. Norandex Arg. S. A. Inf. inédito, Bs. As.
- Both, R. A., 1973. *Minor element geochemistry of sulphide minerals in the Broken Hill Lode (N.S.W.) in relation to the origin of the ore*. Min. Dep., Vol., 5 (4): 349-370.
- Bradley, W. F. y R. E. Grim, 1961. *Mica Clay Minerals in the X-Ray identification and crystal structures of clay minerals*. Brown. Minc. Soc. London: 208-242.
- Brindley, G. W. y F. H. Gillery, 1956. *X-Ray identification of chlorite species*. Am. Min., 41 (3 y 4): 169-187.
- Brindley, G. W., 1961. *Chlorite minerals in the X-Ray identification and Crystal structures of clay minerals*. Ed. by Brown. Miner. Soc. London, 42-297.
- Browne, P. R. L. y J. F. Lovering, 1973. *Composition of sphalerites from the Broadlands geothermometry and geobarometry*. Econ. Geol., 68 (3): 381-387.
- Burnham, C. W., 1959. *Metallogenic provinces of the south-western United States and northern Mexico*. New Mexico, Mines Bull., 65: 76.
- Butler, B. S., 1942. *Some inter-relations of structure, mineralogy and association with intrusive bodies in ore deposits as related to structural features*. Edited by W. H. New House, Princeton Univ. Press, Princeton: 3-5'.
- Croce, R., 1950. *Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la Sierra Pire Mahuida y sus estratificaciones al NE de Castro, Chubut*. Rev. Ins. Nac. Inv. Cs. Nat., Museo Arg. Cs. Nat. "B. Rivadavia", t. I, Nº 2, Bs. Aires.
- Coira, B. L.; F. N. Nullo; C. Proserpio y V. A. Ramos, 1975. *Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico. (Prov. de Río Negro y Chubut)*. República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (4): 361-384.
- Dessanti, R. N., 1956. *Vetas metalíferas y fracturas en la Mina Angela, Departamento de Castro, Chubut*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XI (2): 116-141, Bs. As.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. Dir. Gral. de Yac. Petrol. Fisc., 3 T, Buenos Aires.
- Fleischer, M., 1955. *Minor elements in some sulphide minerals*. Econ. Geol., 50th Anniv. Vol.: 970-1024.
- Groves, D. I. y W. E. Baker, 1972. *The regional variation in compositions of wolframites from Tasmania*. Econ. Geol., 67: 362-368.
- Hawley, J. E. e I. Nichel, 1961. *Trace elements in pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite of different ores*. Econ. Geol., 56 (3): 467-487.
- Hawkes, H. E. y J. S. Webb, 1962. *Geochemistry in mineral exploration*. Harper & Row, New York, 409.
- Hemley, J. J. y W. R. Hones, 1964. *Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism*. Econ. Geol., 59: 238-569.
- Hey, M. H., 1954. *A new review of the chlorites*. Min. Mag., 30: 277.
- Holland, H. D., 1967. *Gangue minerals in hydrothermal deposits in geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Edited by H. Ll. Barnes. Holt, Rinehart and Wiston Inc., New York: 382-432.
- Iwao, S., 1970. *Clay and silica deposits of volcanic affinity in Japan*. In volcanism and ore genesis. Edited by T. Tatsumi. Univ. of Tokyo Press, Tokyo: 267-285.
- Jankovic, S., 1968. *On the temperature gradient in the ore deposits formed in subvolcanic Levels. Endogenic ore deposits*. Ing. Geol. Cong., Praga: 403-413.
- Johnson, A. E., 1972. *Origin of cyprus pyrite deposits*. Inter. Geol. Cong. Miner., Dep. Section 4, Montreal, Canadá: 291-299.
- Kullerud, G., 1953. *The FeS-ZnS system. A geological Thermometer*. Norsk Geol. Tidsskrift. Vol. 32, Nº 2-4.
- Leanza, A. F., 1972. *Andes Patagónicas Australes*. En Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Cienc., Córdoba, págs. 689-707.
- Levinson, A. A., 1955. *Studies in the mica group: Polymorphism among illites and hydrous micas*. The Americ Mineralog., 10 (1-2): 41-50.
- Loftus-Hills, G. y M. Solomón, 1967. *Cobalt, nickel and selenium sulphides as indicators of ore genesis*. Min. Dep., 2 (3): 228-242.
- Malakhov, A. A., 1968. *Bismuth and Antimony in Galenas as Indicators of Some conditions of Ore Formation*. Geochem. Internat., 5 (6): 1055-1068.
- Malvicini, J. L. y E. J. Llambias, 1972. *Metallogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico*. Act. V Cong. Geol. Arg., Córdoba: 204-221.
- Marakushew, A. A. y L. L. Perchuk, 1970. *On the influence of the acidity and temperature of post-magmatic solutions on the compositions of micas and chlorite in problems of hydrothermal ore deposition*. Pouba and Stemprok, Stuttgart: 274-279.
- Marshall, R. R. y O. Joensuu, 1961. *Crystal habit and trace element content of some galenas*. Econ. Geol., 56 (4): 758.
- Meyer, C. y J. J. Hemley, 1967. *Wall rock alteration in geochemistry of hydrothermal ore Deposits*. H. Barnes. Holt, Rinehart and Winston, New York: 166-235.

- Pagés, C., 1944. *Estudio de yacimientos diversos de la Patagonia*. Dir. Gral. Fab. Militares, Buenos Aires, inédito.
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana*. Prim. Cong. Geol. Chileno, Santiago: 44-64.
- Rose, A. W., 1970. *Origin of trace element distribution patterns in sulphides of the Central and Bingham Districts, Eastern USA*. Min. Dep., 5 (2): 157-164.
- Rose, A. W., 1970. *Zonal Relations of wallrock alteration and sulphide distribution of porphyry copper deposits*. Econ. Geol., 65 (8): 920-937.
- Ruiz, C., 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Inst. Geol., Santiago: 143.
- Schmitt, H., 1950. *Origin of the "Epithermal" mineral deposits*. Econ. Geol., 45: 191-200.
- Scott, S. D. y H. L. Barnes, 1971. *Sphalerite Geothermometry and Geobarometry*. Econ. Geol., 66 (4): 653-670.
- Scheglov, A. D., 1970. *Criterion of the vertical extent of ore bodies of endogenetic deposits in problems of hydrothermal ore deposits*. Poeba and Stempok. I.V.G.S. Serie A, N° 2, Stuttgart: 218-222.
- Stanton, R. L., 1972. *Ore Petrology*. Mac Crow-Hill, New York, 713 págs.
- Valvano, J. A., 1957. *La mina de plomo Angela*. Dir. Nac. de Minería, Bs. As., inédito.
- Volkheimer, W., 1965. *Bosquejo geológico del Noroeste del Chubut (zona Gastre-Gualjaina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX: 326-350.
- White, D. E., 1967. *Mercury and Base Metal Deposits with association thermal and mineral waters*. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: Barnes. Holt, Rinehart and Winston, New York: New York, págs. 575-627.
- White, D. E., 1968. *Environments of generation of some base metal ore deposits*. Econ. Geol., 63 (4): 301-336.
- Weaver, Ch. E., 1956. *The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks*. An. Min., 41: 202-222.
- Yoder, H. S. y H. P. Eugster, 1955. *Sintetic and natural muscovites*. Geochim. et Cosmoch., Act. 8: 225-280.

Recibido: 12 marzo, 1981.

EDUARDO A. DOMINGUEZ

Dirección Provincial de  
Minas de Jujuy

## SULFUROS DE Fe, Cu, Ni, Co, Zn Y Pb RELACIONADOS CON LA FAJA ULTRABÁSICA Y LA ESCAMA DE ALTO METAMORFISMO DE LA SIERRA DE FIAMBALÁ, PROVINCIA DE CATAMARCA \*

LUISA MARIA VILLAR, SUSANA SEGAL DE SVETLIZA y MARTA C. CODEAS

### Resumen

En un bosquejo descriptivo se presentan un grupo de sulfuros de hierro, cobre, níquel, cobalto, zinc y plomo asociados a series metamórficas constituidas por granolitas (granulitas) de la subzona clinopiroxeno-granate cuarzo que pueden interpretarse como eclogitas y metagabros.

### Introducción

El hallazgo de horizontes de sulfuros junto a la típica petrografía localizada en la perforación N° 2 de la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá (ver fig. 1) provincia de Catamarca, induce a las autoras a la presentación de este bosquejo que es preliminar a un posterior trabajo a efectuarse sobre la misma.

Se trata de una serie de minerales portadores de Fe, Cu, Ni, Co, Zn y Pb, localizados en cuerpos en forma de lentes o masas irregulares. La mineralización se presenta en venillas o diseminada. Se encuentra asociada a una serie metamórfica granulítica (granolitas de la subzona clinopiroxeno-granate-cuarzo). En forma general su aparición es notable entre los 90 y 150 m.

Los minerales presentes en la perforación en orden relativo de abundancia son: calcopirita, pirrotina, magnetita, cromita, grafito, pentlandita, cubanita, mackinawita, valleriita, violarita, blenda, galena, ilmenita, rutilo, hematita, oro nativo, awaruíta, bornita, digenita, piritita y "limonitas".

### Bosquejo petrocalcográfico de la perforación 2 <sup>(A)</sup>

(Ver figura 2)

Entre los 0 y 30 m aparecen serpentinitas típicas de Fiambalá, con textura porfírica

\* Estos sulfuros fueron hallados luego de 12 años de exploración y prospección de la faja ultrabásica realizada por intermedio de los Planes NOA y La Rioja.

(A) Este bosquejo está inferido del estudio microscópico de 230 cortes.

### Abstract

This is a petrological scheme of a drill hole in which appears a group of iron, copper, nickel, cobalt, zinc and lead sulphides. They are associated to granulites (granulites) of the clinopyroxene-garnet-quartz subzone (these may be interpreted also as eclogites); and metagabbros.

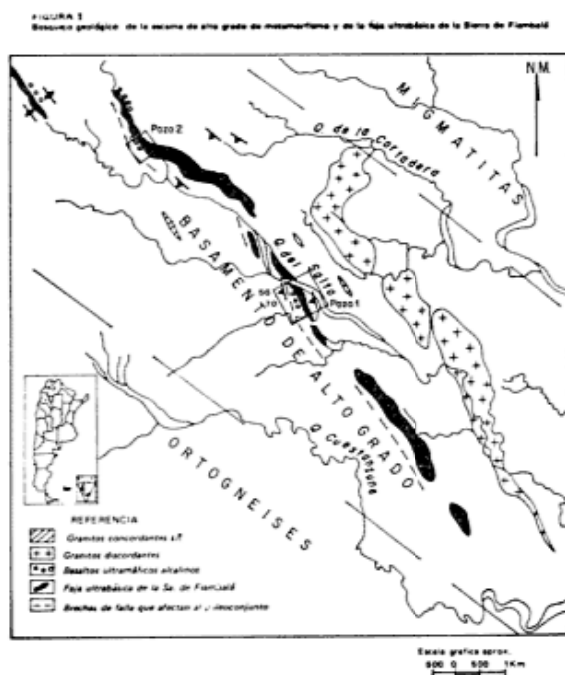
relictica dada por la existencia de fenocristales de enstatita serpentinizados; algunas se encuentran tectonizadas y pueden presentar venas de crisotilo y calcita. Sus rocas madres corresponden a harzburgitas. Los minerales opacos presentes en esta sección son:

*Magnetita:* se la observa relativamente fresca en casi toda la perforación, salvo excepciones en las cuales está parcialmente alterada a hematita en forma irregular. En las zonas serpentínicas la magnetita posee hábito arborescente y generalmente se encuentra acompañada por notables cantidades de cromita.

*Cromita:* sus granos son alotriomorfos y subidiomorfos con un tamaño que oscila entre 300 micrones y 1 mm. Muchos de los granos de cromita tienen una delgada película externa marcada por una diminuta corrosión. Esto señala una composición zonal que involucra una variación en el contenido Fe: Mg. Una débil fluctuación en la reflectividad se nota entre el borde externo y el resto de la cromita (Guillon y Lawrence, 1973).

*Awaruíta:* esta aleación Ni-Fe de color blanco, isótropa, se manifiesta en forma de diminutos granos dispersos en minerales transparentes.

*Oro nativo:* se presenta como chispas de 8-12 micrones, diseminadas entre los minerales transparentes.



**Hematita:** es producto de alteración de la magnetita o se encuentra en tablillas diseminadas en escasa cantidad.

Entre los 30 y 40 m del sondeo se observan intercalaciones (quizás correspondientes a una serie listada) de cuarzo + calcita, y granoblastitas constituidas por augita — titanaugita + wollastonita + labradorita + cuarzo, diópsido + labradorita + feldespato alcalino, o diópsido + titanita + calcita + escapolita. Esta serie termina con una metaclinopiroxenita formada por calcita, diópsido y titanita, e intruida por cuarzo.

Los minerales de mena característicos de esta sección son:

**Pirrotina:** la proporción existente es equiparable a la calcopirita. Se la observa en granos alotriomorfos dispuesto en la muestra con textura granular. En ciertos ejemplares, la pirrotina muestra "corrugación" lamelar provocada por el pasaje de cristalización hexagonal a monoclinica. Una característica muy típica es la desmezcla pirrotina-pentlandita. En algunas secciones pulidas la pirrotina se encuentra alterada a *violárita*.

**Calcopirita:** su presencia es abundante. Se la encuentra como granos idiomorfos de formación temprana, los cuales poseen en sectores "stars" de blenda y desmezclas de mackinawita. La segunda manera de presentarse es como granos alotriomorfos rellenando fisuras de los demás componentes mineralógicos.

**Oro nativo**

**Awaruíta**

**Ilmenita:** se observa como tablillas asociadas a magnetita y también en forma de pequeños granos alotriomorfos diseminados en especial en rocas portadoras de serpentina. Su presencia es menor respecto a la magnetita.

**Pentlandita:** su notable característica óptica es su color más claro que la pentlandita normal, que como en otros yacimientos puede deberse a contenidos apreciables de Co. Se la observa como desmezclas en pirrotina, o como granos subidiomorfos diseminados en ganga. En ciertas muestras suele descomponerse en pequeñas tablillas de mackinawita (Antun, El Goresy y Ramdohr, 1966).

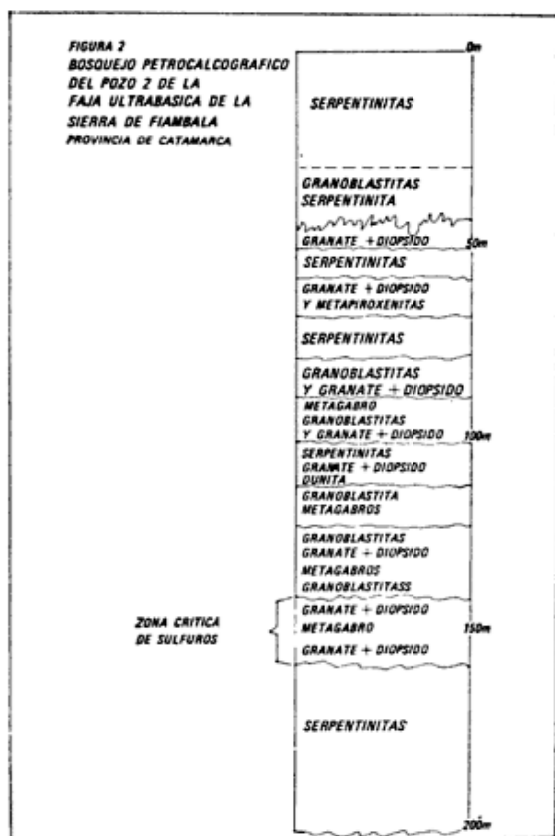
**Mackinawita:** algunos granos de pirrotina son receptores de diminutas resoluciones esqueléticas de mackinawita. Este último mineral también puede encontrarse como tablillas exsueeltas en calcopirita.

**Grafito:** se lo observa a partir de los 35 m, y a pesar de su ausencia en los metrajés serpentínicos del pozo, en general es abundante. Su textura es de tipo laminar y las lamelas están diseminadas en los minerales transparentes. En sectores está asociado a calcopirita, y en otros el grafito rodea a granos de magnetita. Esto último se interpretó según Ramdohr (1969) como una característica presente en los diferenciados de titanomagnetita.

Entre los 41 y 43 m aparece una lente de serpentinita que emite microapófisis de serpentina microfibrosa a una granolita de la subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo (Winkler, 1975), equivalente a una eclógita metamórfica-ultrametamórfica (Augustithis, 1980) (Villar, Godeas y Segal, 1978<sup>1</sup>), formada por diópsido, granate, tremolita y grafito, que fue observada a los 44 m; desde los 44 a 58 m se encuentra un grupo de

<sup>1</sup> Las asociaciones diópsido-granate-cuarzo y diópsido-granate (ver figura) presentan uralitizaciones a anfíboles alcalinos en el *horizonte crítico*, y pueden interpretarse como asociaciones de filiación granulítica (subzona de clinopiroxeno-granate-cuarzo) (Winkler, 1975) o eclógica (Augustithis, 1980), en el último caso los conjuntos mineralógicos pueden ser: spessartita, diópsido, cuarzo, calcita, hornblenda. La interpretación en uno u otro sentido de las rocas diópsido + granate de Fiamalá está por dilucidarse a través del entorno petrológico.





serpentinitas típicas de Fiambalá; coincidentemente con esta petrografía entre 41 y 43 m se identificaron magnetita y cromita desapareciendo el grafito. En la base de los 58 hasta los 68 m aparecen intercalaciones de metaclinopiroxenitas con tipos eclogíticos (granulitas de la subzona clinopiroxeno-granate-cuarzo). La mena está constituida por *Magnetita*, *Rutilo*, *Hematita* (el primero en mayor proporción que la hematita, el rutilo diseminado en granos alotriomorfos de 200 a 350 micrones), *Cromita*, *Calcopirita* y *Oro nativo*.

Desde 68 a 71 m se observaron serpentinitas flogopíticas, y a partir de los 71 m hasta los 72 m aparecen serpentinitas transgresivas dentro de las metaclinopiroxenitas. Desde los 72 a los 78 m hay una lente ultrabásica pura que comienza con una harzburgita flogopítica parcialmente serpentinizada y termina con una serpentinita. Los minerales opacos correspondientes al tramo de 68 a 78 m son: *Magnetita*, *Oro nativo*, *Cromita*, *Calcopirita*, *Rutilo* y *Grafito*.

A partir de los 79 m aparece una serie metamórfica en la cual se alternan granuloblastitas formadas por calcita-granate-diopsido-feldespatos alcalino con conjuntos tipo eclogítico de granate + diopsido y otros comunes de la subzona granulítica de clino-

piroxeno-granate-cuarzo: granate + calcita + cuarzo, granate + calcita + feldespatos alcalino.

A los 88 m aparece un metagabro de augita + biotita + plagioclasa, pasando a los 94 m a un conjunto de tipo eclogítico con feldespatos alcalinos intersticiales.

Los minerales de mena comprendidos entre 79 y 100 m son: *Grafito*, *Calcopirita* y *Pirroquina*, además de:

*Blenda* y *Galena*: estos dos sulfuros se presentan en rocas tipo metaultrabásica. La blenda supera en cantidad a la galena. La primera se observa en pequeños granos sub y alotriomorfos conteniendo algunos desmezclas microscópicas de calcopirita (un micrón). La galena es escasa y sus granos tienen un tamaño que oscila entre 50 y 100 micrones.

*Cubanita*: se encuentra asociada a los granos del sulfuro de zinc y/o calcopirita y también diseminada en ganga.

*Bornita* y *Digenita*: la primera es un accesorio mineral que se encuentra como granos dispersos de pequeñas dimensiones y forma irregular. La digenita se manifiesta como pequeñas escamitas en zonas donde existen partículas de bornita.

*Pirita*: pequeños granos alotriomorfos y chispas que en partes se presentan asociadas a calcopirita; en zonas se la encuentra diseminada.

"*Limonitas*": ocurren como producto de oxidación localizados específicamente en los bordes de los sulfuros de cobre o como granos dispersos en ganga.

A los 100 m se intercalan lentes de serpentinita, y desde 102 a 106 m lentes de tipo eclogítico de granate + diopsido.

Entre 100 y 106 m se han observado *Calcopirita*, *Oro nativo*, *Magnetita*, *Cromita* y *Awaruita*, coincidiendo la mineralogía opaca con la naturaleza de las rocas portadoras o sea la paragénesis para ultrabásicas intrusivas.

A los 107-108 m aparece una harzburgita porfírica y una dunita cumular parcialmente serpentinizadas. Contenida en la dunita cumular hay:

*Violarita*: siempre se la observa como producto de alteración de pentlandita o pirroquina. La alteración se presenta como pequeños parches en el interior o bordes de los

sulfuros a los cuales reemplaza. Su característica óptica sobresaliente es su aspecto turbio y de mal pulido.

Entre 110 y 120 m aparecen granoblastitas constituidas por diópsido + titanita + granate + feldespato alcalino + biotita + plagioclasa. Hay intercalaciones de metagabros e inyecciones de cuarzo-plagioclasa. Coincidentemente con la petrografía es notoria la presencia de *Grafito*, *Calcopirita*, *Ilmenita*, *Magnetita* y *Oro nativo*.

A partir de los 122 y hasta 128 m se encuentran conjuntos granoblastíticos con diópsido + titanita + cuarzo + calcita y feldespato alcalino, intercalados con metagabros constituidos por diópsido + microclino + biotita + apatita + serpentina + plagioclasa y con conjuntos tipo eclogítico con uralita.

Los horizontes mineralizados de este tramo comprenden: *Pirrotina*, *pentlandita* y *Cubanita*. Esta última cristaliza en dos formas diferentes. Por un lado se observan granos independientes en partes muy grandes (entre 400 y 800 micrones) que con forma alotriomorfa se disponen entre otros minerales opacos y transparentes; en general, este tipo de grano es homogéneo. La otra manera de presentarse es como desmezcla en calcopirita; adquiere forma lamelar. A ellos se asocian *Blenda*, *Grafito*, *Pirita*, *Calcopirita*, *Awaruita* y *Rutilo*.

Desde 129 hasta 135 m se intercalan conjuntos metagábricos con las típicas granoblastitas de diópsido + feldespato alcalino + wollastonita + plagioclasa con conjuntos tipo eclogítico transgredidos por serpentina. En esta serie se observa un hecho significativo: la biotita pasa a penninita y hace su aparición el epidoto; esto tiende a coincidir con lo que llamamos estructuras de alta presión, donde minerales como wollastonita y biotita-penninita se engastan entre sí en bandas monominerales en forma de cuña.

La aparición de clorita-epidoto indica un cambio de temperatura en el metamorfismo; conjuntos de facies granulita (granoblastitas) pasan a condiciones de facies de esquistos verdes existiendo metamorfismo retrógrado.

Los opacos presentes en esta sección son: *Grafito*, *Magnetita*, *Pirita*, *Rutilo*, *Ilmenita*, *Calcopirita*, *Oro nativo*, *Blenda*, *Pirrotina* y *Awaruita*. Es notoria la abundancia de pirrotina.

Desde 136 m hasta la "zona crítica" donde se encuentra la mayor concentración de sulfuro diseminado aparecen intercalaciones

de metagabros uralitizados, metagabros con microclino, conjuntos tipo eclogítico con feldespato alcalino, metaclinopiroxenitas y granate idioblástico con escasa calcita intersticial.

La mena existente se compone de *Grafito*, *Calcopirita*, *Pirita*, *Pirrotina*, *Ilmenita*, *Rutilo* y escasa *Blenda*.

La *zona crítica*, que comienza en los 143 m y sigue hasta 156 m, contiene una fracción predominantemente tipo eclogítico formada por diópsido-granate-cuarzo-feldespato alcalino y epidoto (accesorios). En esta sección el metamorfismo retrógrado o la disminución de la temperatura luego de la compresión produce uralitización del diópsido (piroxeno que se supone debe contener moléculas de jadeíta y que aún está por determinarse) en un anfíbol alcalino. Existe epidoto. Esta zona predominantemente diópsido-granatífera se encuentra mechada por algún metagabro o anfíbolitas de uralita parda; éstas son conjuntos de baja temperatura correspondientes al primero. Esta serie puede presentar milonitas.

En este segmento de la perforación se encuentra el mayor contenido de sulfuros de Fe, Co, Ni, Cu, Zn y Pb, representados por *Pentlandita*, *Pirrotina*, *Cubanita* (que a los 151 m suele estar reemplazada por *Valleriita*), *Calcopirita*, *Mackinawita* y *Valleriita*. Esta última es un mineral de formación tardía en la paragénesis, y reemplaza en las muestras observadas a pirrotina y cubanita; se manifiesta como lamelas en los bordes de los granos de los minerales reemplazados. También hay *Blenda* y *Galena*. Todos estos minerales están acompañados de menores cantidades de *Grafito*, *Magnetita*, *Oro nativo* y *Rutilo*.

La cubanita se forma en el rango de temperatura comprendido entre 250 y 300 °C al igual que la mackinawita. Es necesario destacar que se concentran en aquellas zonas de la serie metamórfica que han sufrido un metamorfismo retrógrado evidenciado por el paso de la biotita a penninita y del diópsido (así llamado) a anfíbol alcalino.

Entre los 156 y 200 m se observan serpentinitas con texturas relicticas de dunita, algunas microfibras. En la base aparece una microbrecha de flujo con clastos de serpentinita y matriz de carbonato pulverulento. En amplia coincidencia con las características petrográficas de esta sección la mena es *Cromita*, *Calcopirita*, notable cantidad

de Magnetita, Oro nativo; el Grafito es escasísimo y desaparece. A los 182 m se nota la presencia de Blenda junto a Pirita y Calcopirita, a pesar de que la roca es una serpentinita.

Entre 201 y 209 m aparecen rocas de mediano grado de metamorfismo: anfibolitas intruidas por plagioclasitas. Los opacos son Magnetita, Cromita y chispas de sulfuros.

La mineralización desaparece en muestras observadas a los 226 y 275 m coincidiendo con la disminución definitiva de grado metamórfico.

Cabe señalar que la pirrotina es más abundante a partir de los 122 m; la presencia de pentlandita aumenta a partir de los 140 m; el grafito disminuye a los 145 m y desaparece a los 158 coincidiendo con la aparición de serpentinitas; la presencia de cromita es notoria entre los 11 y 96 m y los 156 y 182 m (acompañando a las ultrabásicas magmáticas).

### Consideraciones sobre el origen

Tentativamente se puede considerar que el origen de los horizontes mineralizados estaría asociado a la evolución de las rocas

que los portan. Durante la cristalización magmática básica-ultrabásica ciertos líquidos portadores de sulfuros penetraron dentro del peleconjunto de rocas ígneo-metamórficas, dando origen a ciertas concentraciones de minerales de Fe, Cu, Co, Ni, Zn, Pb; al mismo tiempo o posteriormente procesos de serpentización y movimientos tectónicos causarían removilizaciones, migraciones y cambios mineralógicos, modificando parcialmente la paragénesis original.

Se encuentra en investigación la asociación de esta mineralización a una serie ofiolítica, formada por la faja ultrabásica, gabros, granulitas, basaltos y granitos existentes en la zona de la escama de basamento de alto grado.

No debe ser descartada una coincidencia del "horizonte crítico" con tipos eclogíticos afectados por cierto metamorfismo retrógrado (uralitización a anfíboles alcalinos), indicando la posibilidad de que aquél y éstos se deriven de basaltos "pillow".

Las condiciones de presión y temperatura que predominaron durante un metamorfismo retrógrado, quizás esquistos verdes, pueden haber permitido la concentración de sulfuros en ese horizonte.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Antún, P. A.; El Goresy y P. Ramdohr, 1966. *Ein neuartiger Typ "hidrotermaler" Cu-Ni-Lagerstätten mit Bemerkungen über die Mineralien: Valleriit, Mackinawit, Oregonit*. Mineralium Deposita, Vol. 1 (2): 113-132.
- Augustithis, S. S., 1979. *Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance*. Walter de Gruyter, Berlin.
- Constnatinou, G. y G. J. S. Govett, 1973. *Geology, Geochemistry, and Genesis of Cyprus Sulfide Deposits*. Econ. Geology, 68: 843-858.
- Guillón, J. H. y L. J. Lawrence, 1973. *The Opaque Minerals of the Ultramafic Rocks of New Caledonia*. Mineralium Deposita, 8 (2): 115-126.
- Ramdohr, P., 1969. *The ore minerals and their intergrowths*. 1174 págs., Pergamon Press, London.
- Winkler, H. G. F., 1975. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York.
- Villar, L. M.; M. C. Godeas y S. Segal, 1978. *El basamento facies anfíbolita-granolita y la faja ultrabásica de la Sierra de Fiambalá, prov. de Catamarca*. VII Cong. Geol. Arg., Actas II: 521-526.

Recibido: 26 marzo, 1981.

LUISA M. VILLAR  
Servicio Minero Nacional  
CONICET  
Av. Santa Fe 1548 - 4º  
1060 Buenos Aires

SUSANA SEGAL DE SVETLIZA  
MARTA C. GODEAS  
Servicio Minero Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - 4º  
1060 Buenos Aires

# YACIMIENTO DE HIDROCARBUROS NO CONVENCIONAL EN ROCAS VOLCANICAS DEL GRUPO CHOIYOI Y SUS RESERVORIOS ASOCIADOS. (25 DE MAYO - MEDANITO S. E.) LA PAMPA - RIO NEGRO

HUMBERTO G. MARCHESE y ROBERTO BLOCKI

## Resumen

El Yacimiento 25 de Mayo - Medanito S.E. está ubicado 20 km al sur de la ciudad de Catriel, Provincia de Río Negro y abarca parte de la misma y de La Pampa. Fue descubierto a mediados de 1968 en el sector de la Cuenca Neuquina denominado Engolfamiento Neuquino.

La columna estratigráfica se compone, de abajo hacia arriba, por el Grupo Choiyoi (Tobas Barda Alta y Vulcanitas Medanito), integrado por rocas volcánicas y piroclásticas, Formación La Pampa o Formación Planicie Morada compuesta por rocas híbridas, volcánicas y parasedimentarias, Formación "Petrolífera" o Formaciones Sierras Blancas (Formación Punta Rosada), integrada por areniscas arcillosas, pelitas y conglomerados pardo rojizos y verdosos, Formación Tordillo (Formación Catriel), compuesta por areniscas muy finas arcillosas y arcilitas gris verdosas, Formación Quintuco (Loma Montosa) con calizas de diferentes grados texturales y composicionales, pelitas, anhidrita y dolomías, Formación Centenario (areniscas y pelitas rojizas) y Grupo Neuquén (conglomerados, areniscas y arcilitas pardo rojizas amarillentas).

El Grupo Choiyoi (Permo - Triásico), considerado basamento económico de la cuenca no cumpliría con esa denominación ya que, en este caso, es productor de petróleo, aportando el 19 % de la producción del yacimiento y siendo productivos los 200-250 m superiores de las vulcanitas. Su característica principal como roca reservorio está dada por una porosidad secundaria resultante de zonas con diferentes grados de alteración y de un juego de dos diaclasas que se cortan aproximadamente a 50°, las cuales en algunos "niveles" presentan una relación estrecha entre estas zonas alteradas y la mineralización de hidrocarburos.

La Formación "Petrolífera" (Formación Sierras Blancas y/o Punta Rosada), es producto de la sedimentación de un medio fluvial y ocupa una depresión o "canal" en el prerrelieve Choiyoi. Su estudio se torna dificultoso debido a que las variaciones faciales laterales y verticales impiden una correlación de detalle. Esta unidad productiva aporta el 21 % de la producción, estando actualmente bajo inyección de agua.

La Formación Quintuco (Loma Montosa), constituye el reservorio más importante de este yacimiento (59 % de la producción), especialmente su sección inferior. Ha sido depositada en un medio esencialmente marino-litoral. Las porosidades mólida y alveolar son las que aparentemente regulan la producción de hidrocarburos, conjuntamente con

## Abstract

The 25 de Mayo - Medanito S.E. field is located 20 km South from the city of Catriel, in Rio Negro Province, partially extending within the boundaries of this province and La Pampa.

It was discovered in 1968, in an area of the Neuquen basin called Engolfamiento Neuquino.

From bottom to top the stratigraphic column is composed: Choiyoi Group (Barda Alta Tuffs and Medanito Volcanites), composed by volcanic and pyroclastic rocks; La Pampa Formation or Planicie Morada Formation, composed by volcanic parasedimentary and hybrid rocks, "Petrolífera" Formation or Sierras Blancas and/or Punta Rosada Formation, composed by sandstones, pelites and greenish and brown reddish conglomerates; Tordillo Formation (Catriel Formation), composed by very fine sandstones and grey greenish claystones; Quintuco Formation (Loma Montosa) composed by different textural and compositional degrees of limestones, claystones, pelites, anhydrite and dolostones; Centenario Formation (sandstones, and reddish pelites), and Neuquen Group (conglomerates, sandstones, and brown reddish and yellowish claystones).

The Choiyoi Group (Permo-Triassic), considered the economic basement of the basin, might not accomplish such designation since in this case the uppermost 200-250 m are oil bearing strata contributing with a 19 percent of the field production.

It's main feature as a reservoir rock is given by a secondary porosity, resulting from zones of different alteration degrees, and a set of two 50° crossed joints, showing these, in some "levels" a close link between these altered zones and the hydrocarbons mineralization.

The "Petrolífera" formation is the result of deposition in a fluvial environment occurred in a depression or "channel" in the prerelief of Choiyoi. The detailed study of this formation is very difficult since lateral and vertical facial variations prevent from developing a fair correlation.

This productive unit —contributing with 21 percent of the production— is currently under water injection.

The Quintuco Formation (Loma Montosa), is the most important reservoir of this field (59 percent of the production), mainly its inferior section. It has been deposited in a marine (littoral) environment.

The "moldic" and vugular porosities apparently regulate the oil production, connected with a



una "matriz" cuyos valores de permeabilidad oscilan entre 0.1 y 0.001 md.

En el presente trabajo se describen las características geológicas de las formaciones productivas e improductivas, los elementos que conforman a un yacimiento no convencional y la importancia de una descripción litológica detallada en relación a la presencia de hidrocarburos, estimulaciones más convenientes, pozo abierto vs. pozo entubado, etc. Asimismo se esboza una teoría que intenta explicar el origen del petróleo en las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi.

## Introducción

El Yacimiento 25 de Mayo-Medanito S.E. (Río Negro-La Pampa), se encuentra ubicado en la Cuenca Neuquina (Fig. 1), específicamente en el sector denominado Engolfamiento Neuquino. En el presente trabajo se describen con mayor extensión las formaciones de interés petrolero usándose la terminología utilizada por YPF en sus estudios iniciales; en la Fig. 2 puede observarse el Cuadro Estratigráfico para el área del yacimiento en donde se indican las relaciones entre las distintas unidades geológicas, su ambiente de depositación y litología. Asimismo se dan las posibles equivalencias entre las formaciones tal como se las denomina actualmente en diferentes estudios y las definidas en yacimientos cercanos al que nos ocupa, únicamente a título ilustrativo.

## Grupo Choiyoi

Esta asociación litológica (Fig. 2), forma el llamado "Basamento Económico" de la Cuenca Neuquina y que excepcionalmente en nuestro caso, no cumpliría con esa denominación, ya que la mineralización se halla a diferentes profundidades dentro del Grupo Choiyoi, y la presencia de hidrocarburos se encuentra en niveles que oscila hasta 200-250 m de profundidad, desde el techo del Grupo Choiyoi; por lo tanto dicho Grupo se comportaría como "Basamento Económico" a partir de ciertos niveles discontinuos (areales y en profundidad).

La litología de este grupo la integran rocas del séquito de las rocas volcánicas, encontrándose variaciones litológicas "faciales" verticales y laterales, en las diferentes áreas del Yacimiento. Dentro de esta variación podemos decir que las "Riolitas y Riolitas tobáceas" son las que se encuentran en el área mineralizada más importante.

"matrix" which permeability values range between 0.1 and 0.001 md.

This work describes the geological features of productive and non productive formations, the elements that are parts of a non-conventional field and the importance of a detailed lithological description related to the oil presence, more appropriate stimulations, open hole vs. cased hole, etc. A theory is also included trying to explain the origin of oil in the volcanic rocks of the Choiyoi Group.

También se presentan tobas y "aglomerados" volcánicos con impregnación, pero con características petrofísicas que aparentemente dificultarían su producción (capas discontinuas, arcillosas, de baja permeabilidad, etc.).

Dentro del Grupo Choiyoi podemos realizar dos divisiones cualitativas:

- A) Grupo Choiyoi (en sentido estricto), con sus probables equivalentes Tobas Barda Alta + Vulcanitas Medanito.
- B) Formación La Pampa, probable sinónimo de la denominada Formación Planicie Morada. Estas rocas son interpretadas como "variaciones faciales" y/o rocas suprayacentes al Grupo Choiyoi (sentido estricto).

La primera de ellas (Grupo Choiyoi sentido estricto), está constituida por rocas volcánicas ácidas (riolíticas), con cierto grado de alteración en coincidencia con zonas productivas. Algunos testigos corona obtenidos en este grupo permiten asegurar que, por lo menos en algunos sectores, se trataría de un yacimiento fracturado. Todo ello le confiere a dichas rocas una porosidad relativamente importante.

En cuanto a la Formación La Pampa, su composición es más heterogénea que la anterior y está constituida fundamentalmente por tobas, aglomerados, "parasedimentitas", probables intercalaciones de pelitas y, en algunos casos, intercalaciones de rocas riolíticas. Esta segunda unidad se encuentra ubicada bordeando los altos estructurales y siguiendo las depresiones dejadas por el "prerrelieve" de la primera entidad. En el mapa estructural que se incluye en la Fig. 3 se ha considerado a la Formación La Pampa (Planicie Morada) y al Grupo Choiyoi en forma conjunta, ya que su diferenciación

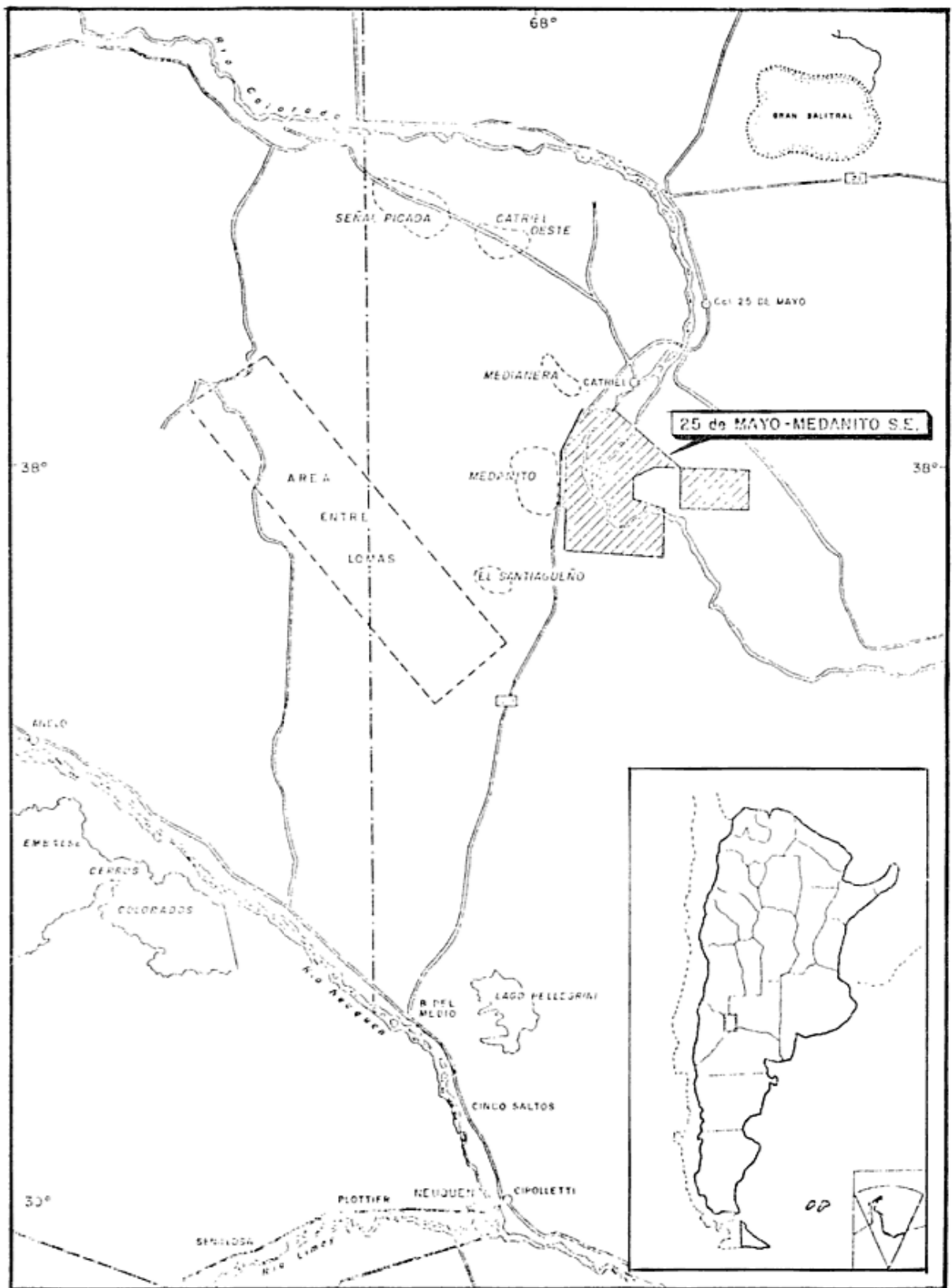


Figura 1

EDAD	CICLO	AMBIENTE	FORMACION y/o GRUPO	MIEMBRO	CAPAS	LITOLOGIA
Jurásico Medio Superior - Jurásico Medio Inferior - Cretácico Inferior	SEDIMENTARIO	MARINO (Cálido - Templado)	Fm. QUINTUCO ( Fm. Loma Montosa )	Superior	CS ● B 2 ○ D ○	PELITAS, CALIZAS AFANÍTICAS, CRIS- TALINAS CON ABUNDANTES INTERCA- LACIONES Y NODULOS DE ANHIDRITA, CALIZAS DOLOMITICAS ESCASAS
					Medio	4 ● 5 ● E 6 ● 6A 7 7A ○
				Inferior		8 ● 9 ● 15 ○
						CONTINENTAL - MIXTO
Fm. "PETROLIFERA" (o Fm. SIERRAS BLAN- CAS y/o Fm. PUNTA ROSADA )		● CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELI- TAS ROJIZAS				
	Fm. LA PAMPA ( Fm. PLANIC. MORADA )	○ TOBAS (RIOLITICAS) CON INTERCALA- CIONES ARCILLOSAS, PARASEDIMEN- TAS Y AGLOMERADOS				
Permo - Triásico	VOLCANICO	CONTINENTAL (Arido)	GRUPO CHOYOI ( TOBAS BARDA ALTA - VULCANI- TAS MEDANITO )	?		
						● ROCAS VOLCANICAS ACIDAS (RIOLITICAS) EN GENERAL ALTERADAS Y TOBAS MI- LITICAS

Fig. 2. - Cuadro estratigráfico del Yac. 25 de Mayo - Medanita S.E.

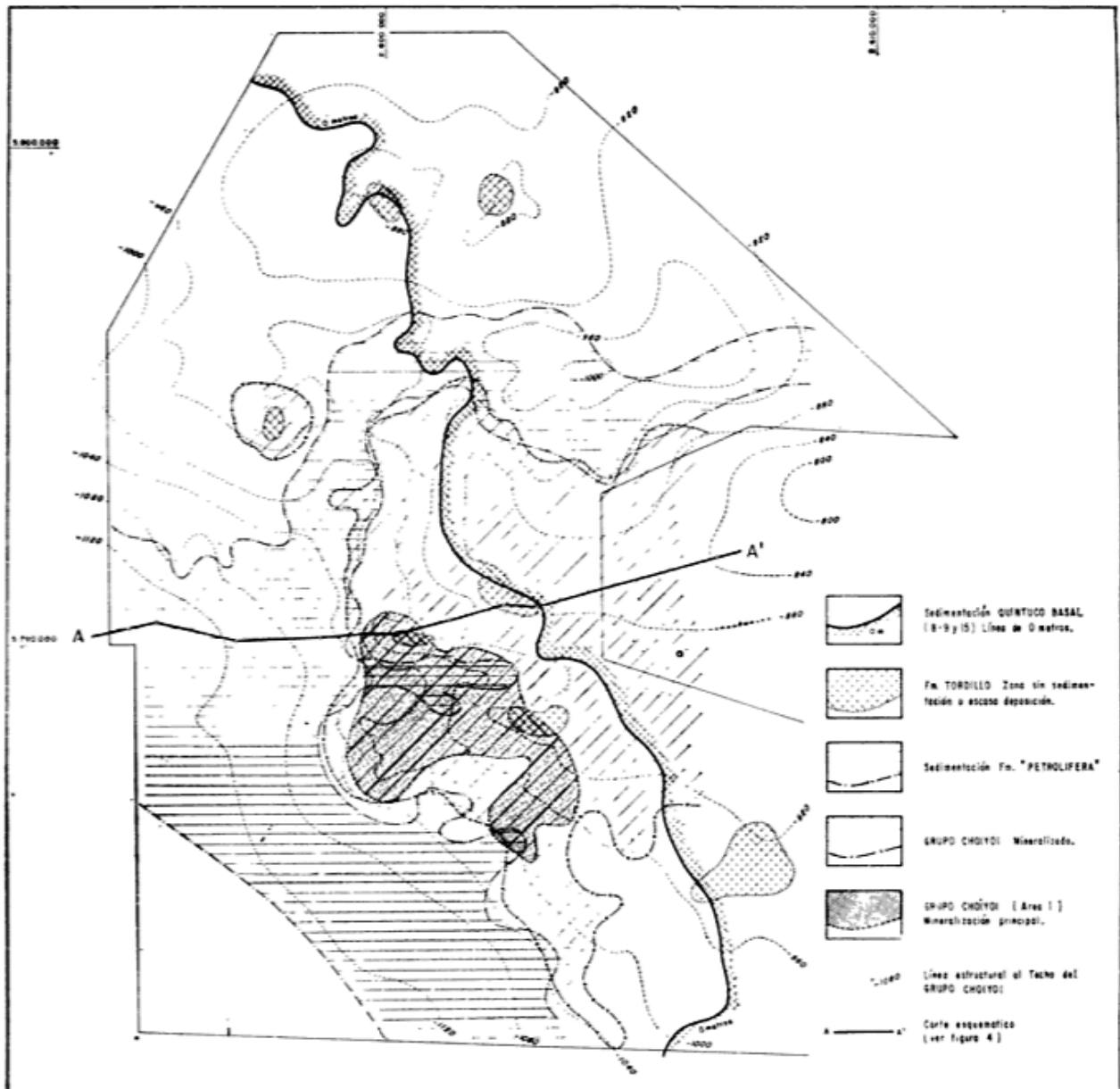


Fig. 3 - Mapa estructural al techo del Grupo Choiyoi, límite de sedimentación de formaciones y diferentes áreas mineralizadas.

sólo es posible en ciertas áreas del yacimiento y en otras, se carece de información.

### Grupo Choiyoi

La actitud morfoestructural del Grupo Choiyoi (sentido estricto) (Fig. 3) conforma un prerrelieve de altos y bajos con una pendiente general del este al sudeste, encontrándose en el este las cotas estructurales más altas y conformando "islas" del Grupo Choiyoi al tiempo de sedimentación de las rocas suprayacentes. Esta actitud estructural se encuentra en el alto central (— 780 m

b.n.m.) que baja hacia el sudoeste hasta — 1140 m b.n.m. En este último prerrelieve y sus laderas oeste-sudoeste se encuentra la mineralización más continua y hasta ahora importante del yacimiento (Fig. 3). Se manifiesta hacia el ONO y norte una nueva actitud estructural relativamente positiva (cotas — 960 y — 920 m b.n.b., respectivamente).

Estos altos relativos conforman un prerrelieve semejante a "montañas" o "islas", que dejarían depresiones, canales o "valles", propicios a ser llenados al continuar las etapas sedimentarias en la evolución de la cuenca. Por ejemplo, la llamada Formación Petrolí-



fera ocuparía una depresión ubicada, en la "ladera" del alto estructural "Macizo" central (cota — 780 a — 1.000 m b.n.m., aproximadamente) y con altos relativos al ONO (— 960 m b.n.m.) y al norte (— 920 m b.n.m.).

### Resumen de las características del Grupo Choiyoi

A continuación se resumen algunas de las características del Grupo Choiyoi.

1. En la zona de mayor mineralización (área I, Figs. 3-4), el sistema poral está definido por un juego de fracturas y una matriz compacta y alterada, principalmente en las zonas cercanas a dichas fracturas y con escasos alveolos (por disolución y/o alteración). Las rocas predominantes son riolitas y tobas riolíticas existiendo algunos niveles continuos, tanto en sus características litológicas como petrofísicas. En el resto de la zona existiría un sistema poral similar, aunque ya no se encuentran los niveles mencionados y variarían las características petrofísicas por cambios litológicos y/o grado de alteración.
2. Las fracturas detectadas tienen un ancho aproximado de hasta 500 micrones y se hallan aparentemente en toda la columna. Existen dos juegos que se cortan a 45-50°, cada uno de los cuales posee ángulos que oscilan entre 60 y 80°.
3. La porosidad y permeabilidad de la matriz obtenida en un testigo corona es de 10 % y 10 md, respectivamente. Este valor no puede tomarse como promedio ya que los testigos analizados hasta la fecha son escasos.
4. La interpretación clásica de perfiles no tiene validez para el Grupo Choiyoi. (Por ejemplo, en zonas con valores de  $S_w = 100\%$  se obtuvieron producciones de petróleo importantes). Sólo se los debe utilizar cualitativamente.
5. Mediante la obtención y análisis detallado de muestras de perforación (cuttings), se observó una estrecha relación entre impregnaciones de petróleo y roca alterada. A su vez son coincidentes con las curvas de SP con deflexión negativa.
6. La mayor profundidad a la que se ha obtenido petróleo es de 200 m a 250 m del tope, aproximadamente.
7. En numerosos casos se han superado los 100 m<sup>3</sup>/d iniciales y el aporte total estimado es del 19 % de la producción del yacimiento.
8. No se conoce exactamente la influencia de los fluidos de perforación y terminación con respecto a posibles daños de Formación. Para prevenirlos, en algunos casos se ha trabajado a pozo abierto, obteniéndose resultados diversos. La mayor desventaja de este tipo de terminación es que no existe seguridad donde se estimula y donde se produce. Por otra parte, salvo ciertas excepciones, no es posible fracturar y, por último un porcentaje importante de pozos se tapan por derrumbe. En general se han obtenido mejores resultados a pozo entubado, ya que en la mayoría de ellos se ha podido fracturar y, además, el comportamiento de los pozos no demuestra que hayan sido dañados por el cemento.
9. En cuanto a estimulaciones se han obtenido muy buenos resultados con fracturas hidráulicas efectuadas con geles de alta viscosidad y grandes volúmenes de arena. Si bien no alcanzan la misma profundidad que las de petróleo o agua abarcan mayor espesor que éstas, con el consiguiente beneficio para el sistema poral descrito. Las mejores acidificaciones se han realizado con CIH 12 % + FIH 3 % en los topes del Grupo Choiyoi. En el resto de la columna los resultados han sido muy variables.

### Formación La Pampa (Planicie Morada)

Está constituida por "aglomerados", "aglutinados" y "tobas". En dicha Formación se ubican a todas las rocas comprendidas en el lapso estratigráfico entre la Formación "Petrolífera" y el Grupo Choiyoi analizado anteriormente. Su relación con el mismo es dudosa, aunque aparentan tener relaciones genéticas. De cualquier manera se encuentra ubicada bordeando los "macizos o prerrelieves" del Choiyoi siguiendo las depresiones dentro del relieve "Choiyoi" y en parte rellenándolas".

Como datos importantes debemos resumir los siguientes:

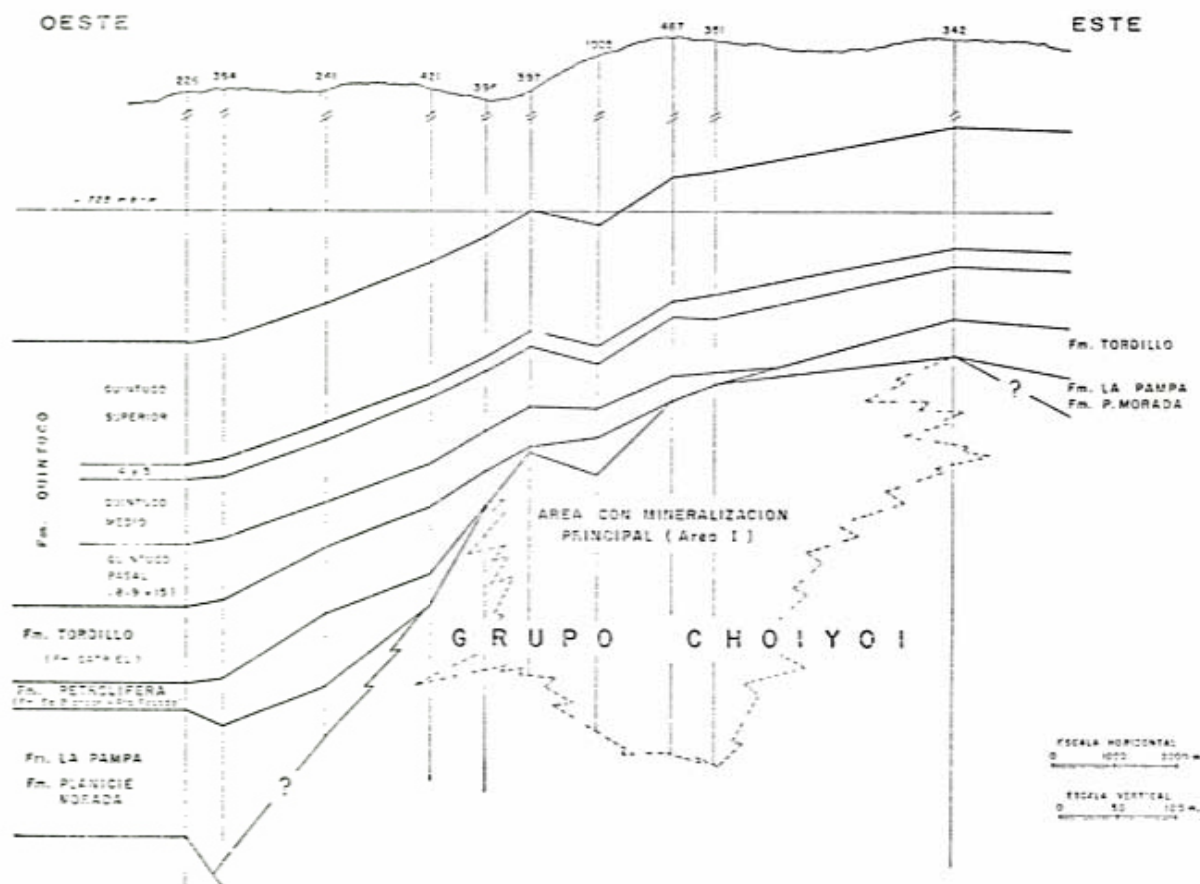


Figura 4

Cuando esta "unidad" se presenta, las características del Grupo Choiyoi son las siguientes:

1. Aparentemente menor mineralización o zonas pobres (zona este y sudoeste).
2. Mayor heterogeneidad litológica y con características más desfavorables (áreas sudoeste y este).
3. Mayores espesores estériles, para llegar al Grupo Choiyoi (hasta 300-400 metros, áreas sudoeste y este).

Formación "Pétrolífera" (Formación Sierras Blancas y/o Formación Punta Rosada)

Se apoya en discordancia sobre el Grupo Choiyoi: con esta unidad se iniciaría el ciclo de sedimentación Jurásico Superior?-Cretácico Inferior. Está constituida fundamentalmente por areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados que se intercalan con areniscas limo-arcillosas.

Los conglomerados presentan clastos subangulosos a subredondeados de rocas volcánicas de composición heterogénea (riolitas, andesitas, tobas y otras no identificadas con tamaños que oscilan de 0,5 hasta más de 10 cm. Hacia la base de esta formación predominan clastos de composición riolítica de un tamaño promedio de 3 a 4 cm. En general provendrían todos de las rocas integrantes del Grupo Choiyoi.

La matriz está constituida por material areno-arcilloso. Los clastos arenosos presentan prácticamente toda la gradación de tamaños, desde muy finas a muy gruesas: su composición es similar a la descrita anteriormente. El material arcilloso (limoso), se encuentra distribuido en toda la columna de la Formación: su color es pardo rojizo hacia la base y a medida que ascendemos en la misma predominan los tonos verdosos.

El cemento calcáreo es escaso y suele presentarse en la base de los clastos de mayor tamaño.

En general tanto la matriz como el cemento se hallan íntimamente asociados en todo el espesor de esta unidad confiriéndole

a la misma valores bajos de porosidad y permeabilidad y un elevado grado de consolidación. Por otra parte son numerosas las capas en que predominan la matriz y el cemento con respecto al esqueleto (clastos).

Las areniscas limo-arcillosas tienen las mismas características que las descritas en la matriz de los conglomerados y se hallan intercaladas entre éstos en capas que, en la mayoría de los casos, no superan el espesor de las conglomerádicas.

Con esta unidad "Petrolífera" se iniciaría el ciclo de sedimentación Jurásico Superior-Cretácico Inferior sobrepuesta al período anterior volcánico-erosivo ("Grupo Choiyoi"): está aparentemente relacionada con la Formación suprayacente (Tordillo), como su parte basal, pero a los fines económicos, es separada de la misma ya que hasta el momento solamente en la primera "Petrolífera" es donde se presenta mineralización. Las características son transicionales hacia el techo (Formación Tordillo), cambia de color haciéndose verde grisáceo y hacia la base con la denominada Formación Planicie Morada e inclusive a veces con el Grupo Choiyoi (S.S.). Estas transiciones difíciles de definir, han permitido en algunas zonas arribar a interpretaciones de correlación incorrecta. Esto último se presenta marcadamente en las zonas marginales del "Macizo" Central Choiyoi (área oeste-sudoeste).

Dijimos anteriormente que ocupa una depresión o "canal" en el prerrelieve Choiyoi y o Formación Planicie Morada con espesores de 0 a 50 m. Son sedimentos de origen continental y que tienen variaciones faciales ya que su ambiente deposicional ha sido de régimen fluvial en el cual se pasa rápidamente de zonas arcillosas a arenosas-conglomerádicas o viceversa (variaciones faciales laterales y verticales).

Su mayor zona de representación (franja de aproximadamente 2 km de ancho) se ubica al oeste y norte del "Macizo" Central Choiyoi y se "continúa" hacia el área este y SO ya disminuido su espesor discontinuo y aparentemente con condiciones petrofísicas escasamente favorables, formando relleno de cauces entre la depresión del prerrelieve (Choiyoi + Planicie Morada).

La Formación "Petrolífera" bordearía como una franja con rumbo OSO a O (Figs. 3-4) al norte y al este del "Macizo Choiyoi Central" (— 780 a — 1.000 m b.n.m.).

Cumple las condiciones de roca reservorio, aunque la migración de hidrocarburos

puede ser similar a la atribuida hipotéticamente al Grupo Choiyoi puesto que estamos tratando una situación parcial, de la porción de un yacimiento dentro de una Cuenca Sedimentaria y tal vez nos falten elementos para ratificar o rectificar esto. La Formación "Petrolífera" por su relación estructural-litológica con el Grupo Choiyoi podría en algunos bordes (principalmente área NE del Macizo Central y canal Central, fig. 3), haber permitido una migración de fluidos hacia la ladera del Macizo Central.

#### Formación Tordillo (Formación Catriel)

Si bien no ha sido comprobado fehacientemente, el contacto entre las Formaciones "Petrolífera" y Tordillo sería de carácter transicional. Esta última unidad está constituida por areniscas finas y muy finas arcillosas y arcilitas verdes y gris verdosas; las primeras presentan clastos subredondeados de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos de rocas volcánicas ácidas rodeados por abundante material calcáreo-arcilloso (clorítico).

El origen de esta entidad sería transicional marino depositada en un ambiente litoral a sublitoral.

Desde el punto de vista petrolero se trata de una formación improductiva en el área del Yacimiento 25 de Mayo-Medanito sudoeste.

Su área de sedimentación ha sobrepasado los límites fijados para las Formaciones Planicie Morada y "Petrolífera" e indicaría un avance mayor del ciclo sedimentario y de la ingresión marina que se concretaría plenamente durante la sedimentación de la Formación Quintuco.

Esta situación ha permitido una sedimentación representada por diferentes espesores llegando a sobrepasar los 60 metros de espesor.

La distribución de las sedimentitas de la Formación Tordillo está regulada por el avance del mar y el prerrelieve. Esto último se manifiesta en las islas o macizos donde la sedimentación no se concretó o fue escasa: zona central (— 780 m b.n.m.), ladera oeste y SSE del mismo (— 900 a — 940 m b.n.m.), y zona norte (— 860 a — 880 m b.n.m.).

Esto indicaría que el nivel base de sedimentación no superó regionalmente los — 780 m b.n.m. v en zonas entre — 940 y — 960 m. b.n.m. (ladera sudoeste del macizo Central Choiyoi).



Ya hablaremos de la relación de esta formación con su infrayacente Formación Petrolífera y/o Grupo Choiyoi y su implicancia como roca cierre.

Su pasaje eminentemente transicional hacia la Formación Quintuco, dificulta en algunas zonas fijar su límite superior.

#### Formación Quintuco (Formación Loma Montosa)

Esta formación, depositada esencialmente en un régimen marino, representa la mayor ingresión marina de la Cuenca Neuquina y está integrada estratigráficamente (verticalmente) por secuencias o capas carbonáticas, arcillosas y anhidríticas, que a los fines de una mejor explicación los separamos en 3 miembros cuyas características principales son:

*Miembro Inferior* (Fig. 2): Incluye las capas denominadas 15, 9 y 8. Está integrada por carbonatitas cuyas características principales de la base hacia el techo son:

Capa 15: Calizas oolíticas gris amarillenta con escasos fragmentos de bivalvos con material intersticial arcilloso y calcáreo esparítico; predominan los tonos grises. Las oolitas son muy finas con escasos intraclastos de 2 a 3 mm y terrígenos, distribuidos irregularmente y de menor tamaño que aquellos. El contenido de fósiles (bivalvos) de hasta 5 cm de longitud es escaso y en su gran mayoría han sido eliminados por disolución. Se presentan en "lentes" de escaso espesor e irregularmente distribuidos. Esto hace que la roca tenga gran porosidad, no ocurriendo lo mismo con la permeabilidad ya que estos grandes "poros" no estarían interconectados entre sí en la mayoría de los casos y formarían "lentes" de 20 cm de espesor (promedio) y discontinuos.

Capas 9 y 8: Son calizas fosilíferas arenoconglomerádicas. Los fósiles son bivalvos de hasta 10 cm; en su mayor parte se presentan en fragmentos de tamaños variados y parcialmente eliminados por disolución. Además presentan un porcentaje importante de clastos redondeados de 0,2 cm a 1 cm de composición homogénea (roca volcánica con ferrocristales de cuarzo y pasta afanítica probablemente sílicea gris negruzca a gris verdosa). La capa 9 es composicionalmente y texturalmente la transición entre la inferior 15 y la superior 8.

En algunos casos las muestras de perforación obtenidas corresponden en su totalidad

a dichos clastos, predominando en otros el material carbonático de carácter esparítico con abundante intraclastos. En este último caso se ha observado que poseen una porosidad intergranular importante, aunque la porosidad dominante en ambas capas es del tipo móldico y alveolar, transformándose esta última, en algunos casos, en porosidad por canales.

Entre estos distintos tipos de calizas se intercalan capas pelíticas y escasa anhidrita ya sea en pequeños nódulos o estratificada. Las mismas aumentan su espesor hacia el este a expensas de los carbonatos, mientras que los últimos tienen su mayor desarrollo hacia el oeste.

El Miembro Inferior de la Formación Quintuco tiene su mayor espesor hacia el oeste (hasta 65 m), disminuyendo progresivamente hacia el este hasta desaparecer. Es decir que sufre un acuñaamiento por no deposición controlado por el prerrelieve del Grupo Choiyoi cuya pendiente regional es negativa hacia el oeste (Fig. 3).

El límite inferior de dicho miembro es concordante con la Formación Tordillo y de carácter transicional por lo menos en el sector noroeste.

Las sedimentitas que dieron origen a este yacimiento fueron depositadas en un ambiente marino próximo a la línea de costa y muy cercanas al nivel de acción del tren de olas. Es decir que la energía del medio ha sido relativamente elevada.

Este "reservorio" (Capas 8, 9 y 15) está gobernado por un entrapamiento estratigráfico-estructural y de acuerdo con las producciones obtenidas y con los ensayos realizados en testigos corona, las condiciones petrolíficas más favorables se encuentran en una faja de rumbo aproximado NO-SE, con espesores constituidos por 30 a 60 % de carbonatos.

La porosidad es móldica, alveolar e intergranular; sus valores medios varían entre 6 y 9 %, correspondiendo los mayores a la Capa 15.

La distribución estadística de permeabilidades indica que la capa más homogénea es la 15, en coincidencia con una mayor cantidad de fósiles disueltos presentes. La mayoría de los valores oscila en las centésimas de md, existiendo algunos de hasta 50 md.

En las capas 9 y 8 se insinúa un doble sistema: por un lado valores entre 0,1 y 0,002 md y por otro algunos que superan los 100 md, llegando en casos excepcionales hasta 1000 md. Generalmente los primeros



corresponden a niveles de rocas compactas, sin fósiles, en tanto que los segundos pertenecen a zonas con abundancia relativa de fósiles disueltos. Se cree que este fenómeno se debe a la interconexión entre los moldes y alveolos, ya sea por fracturas o por estilolitas o por canales de disolución.

En algunos testigos se han observado fracturas verticales naturales, pero dado que dichos planos tienen permeabilidades del orden de 15 md y que además son escasos (aparentemente), se estima que su influencia en el comportamiento del yacimiento, tanto en su faz primaria como secundaria, sería muy reducida.

En síntesis, las características de este reservorio están regidas por las importantes variaciones faciales laterales y verticales, en coincidencia con una gran heterogeneidad en los valores de porosidad y permeabilidad.

Hacia el oeste tiene el mayor espesor (hasta 65 metros) pero con características petrofísicas aparentemente más desfavorables, mientras que hacia el este todo el miembro tiene variaciones faciales laterales marcadas y donde, además las mismas se acuñan (no depositación), al no transponer el "Macizo Central" Choyoi. (Esta ausencia de sedimentación de las capas 8, 9 y 15 desde la ladera occidental del Macizo Central hacia el área este, parece ser la causa de la disminución o ausencia de mineralización en el Grupo Choyoi en esa área).

**Miembro Medio:** Incluye las denominadas capas 4, 5, E, 6, 6A, 7 y 7A. El espesor total hacia el este es de 30 metros y 65 metros hacia el oeste; sus características litológicas principales son: alternancia de calizas grises, dolomías, y pelitas-anhidrita, con escasa participación y por zonas de areniscas calcáreas.

Este miembro presenta la "homogeneidad" (relativa) típica de la sedimentación en un estadio de equilibrio durante la ingresión, y con variaciones litológicas que se presentan hacia el este llegando a estar disminuido el porcentaje de carbonatos con respecto a las pelitas. Con excepciones se reconoce las capas guías Nos. 4 y 5 y a veces la N° 6 en toda su extensión.

Hacia el techo culmina con dos bancos de calizas (capas Nos. 4 y 5) intraclásticas gris amarillenta las que, en ciertos sectores, pasan lateralmente a calizas dolomíticas gris amarillenta oscura con valores de porosidad elevado (hasta 30 %) y producciones importantes.

Las capas productoras son la 4, 5 y 6; la característica más destacada es su porosidad intergranular, especialmente en dolomías y calizas dolomíticas las cuales estarían distribuidas en la mayor parte del yacimiento.

**Miembro Superior:** Incluye las capas denominadas C.S., B, 1 y D. El espesor promedio es de 40 metros. Esta secuencia de calizas (afaníticas, cristalinas), pelitas y anhidrita hacia el techo presenta mayores variaciones litológicas, ya que la regresión marina se cumple como un proceso areal discontinuo. En algunos sectores hay dolomías y calizas dolomíticas, especialmente al norte del yacimiento.

Así tenemos áreas donde la capa "CS" es más importante (zona norte), siendo en otras áreas reemplazadas por pelitas y/o anhidrita. Este pasaje transicional de ambiente y en consecuencia litológico dificulta a veces la correlación de las capas correspondientes al Complejo Superior (5 a 8 metros), que se presentan en algunas zonas y son reemplazadas lateralmente en otras.

Hacia la base de este miembro y compartiendo su continuidad areal (por su ubicación estratigráfica dentro de la columna litológica) con las capas guías 4-5 y en consecuencia su estadio de sedimentación, se presenta una capa guía denominada D y otra que se encuentra debajo de la capa "Complejo Superior" (CS) denominada B; esta última ayuda a la correlación.

El Miembro Superior al igual que el Medio tiene variaciones laterales litológicas ya que hacia el este la columna "carbonática" se encuentra subordinada a las pelitas y pelitas carbonáticas y en consecuencia la mineralización se empobrece hacia esa área.

### Resumen de las características de la Formación Quintuco

Como resumen de las características de la Formación Quintuco, se pueden hacer las siguientes observaciones:

1. Rocas reservorio o almacén con grandes variaciones laterales y baja porosidad - permeabilidad general.
2. Estructura monoclinal levemente domada siguiendo el prerrelieve heredado del Grupo Choyoi y cuya pendiente regional negativa es hacia el sudoeste.

3. Falta sedimentación del miembro inferior (Capas 8, 9 y 15), desde el Centro-Oeste del Yacimiento, hacia el este. (Causa de la deficiencia de mineralización del Grupo Choiyoi en esa área Centro-este).
4. Espesor total varía desde el oeste (230 m), hacia el este (hasta 100 m).

### Hipótesis sobre la mineralización del Reservorio Choiyoi

Es difícil y tal vez imposible separar o numerar por importancia factores que regulan la mineralización del Grupo Choiyoi, pero creemos que el grado de alteración y/o las fracturas, serían los elementos más importantes (aunque no excluyentes de las características litológicas, ya que éstas son acción y reacción en una alteración).

Dentro del contexto de yacimientos de hidrocarburos lo ubicamos como un yacimiento con condiciones que podríamos denominar estratigráfico accidental o anecdótico.

Este reservorio no convencional y con características especiales tiene que cumplir con ciertas premisas "comunes" a todo yacimiento las cuales son principalmente:

- A. Roca reservorio.
- B. Permeabilidad y o porosidad.
- C. Roca madre y o etapa de migración.
- D. Roca sello.

A. Como roca Reservorio es una excepción lógica ya que sus características son secundarias y circunstanciales.

B. La "Porosidad" y o permeabilidad es una condición también secundaria adquirida principalmente posterior a la génesis de la roca (alteración y/o fracturas).

C. En este ítem tenemos que llamar la atención acerca de las rocas "Madres" de hidrocarburos. Es costumbre asignar con esta denominación a las formaciones que cumplen ciertas características de depositación: ambiente reductor y presencia de organismos para la "elaboración" de hidrocarburos. En estas condiciones se encuentra la Formación Vaca Muerta que en diferentes lugares de la Cuenca Neuquina (Sierras Blancas, Entre Lomas, Loma Montosa), infrayace a la Formación Quintuco que es roca

reservorio y productora. Por los datos de subsuelo elaborados en nuestro yacimiento sabemos que la roca madre definida anteriormente (Vaca Muerta), no se presenta.

Apelamos hipotéticamente a la Formación Quintuco, como roca almacén-reservorio y que por cuyas condiciones tectosedimentarias ha cubierto, como resultado de una gran ingresión marina, todo el paleorrelieve formado por las Formaciones Petrolíferas y/o Tordillo sobre el "Grupo Choiyoi".

La Formación Quintuco ha actuado aparentemente de roca reservorio (produce hidrocarburos) y también como roca "Madre" cediendo por migración "secundaria" al Grupo Choiyoi petróleo y/o gas.

Esta tesis de trabajo tiene que cumplir varias condiciones, entre las que merece destacarse:

1. Que no exista roca sello entre ambas unidades litológicas.
2. Un volumen de hidrocarburos sobrantes.
3. Características de roca receptora del Grupo Choiyoi, litología, alteración y o fracturas.

Creemos que las tres condiciones se cumplen, a saber:

1. Ausencia o disminución en ciertos lugares de sedimentación entre la Formación Quintuco y el Grupo Choiyoi. La fig. 3 muestra zonas de escasa o nula sedimentación de la Formación Tordillo, dejando en contacto a la Formación Quintuco con el Grupo Choiyoi.
2. Esto sería una causa-efecto en si misma ya que por ser la formación productora por excelencia y formar una gran ingresión marina cubre todo el prerrelieve Choiyoi y/o Petrolífera? y por su características petrofísicas, variaciones faciales y acuñaamiento de capas hacia el área Centro-Este (Fig. 3), permitiría eventualmente un sobrante volumétrico de fluidos. En esta zona de acuñaamiento los pozos tienen una importante presión en su producción.
3. Obviamente por lo hasta ahora experimentado y por el control litológico de los pozos perforados, vemos que esto se cumple ya que tenemos: zonas

alteradas con o sin petróleo a diferentes niveles y zonas alternantes, o exclusivas de roca ("fresca") casi sin alteración pero con fracturas que permitiría la comunicación o "alimentación" entre las zonas "aparentes" productivas. Como patrón común se cumple casi sin excepción y dentro de ciertos límites areales la presencia de hidrocarburos en todos los topes del Grupo Choiyoi, a veces sin importar sus características litológicas más o menos favorables. Aunque las zonas aparentemente más "normales" se presentan en áreas donde la secuencia litológica presenta: diferentes niveles de alteración, ausencia o escasa sedimentación de la Formación Tordillo y presencia del miembro Quintuco Inferior (capas 8, 9 y 15).

Además debe mencionarse que la Formación "Petrolífera", como ya fuera anteriormente explicado que por su relación estratigráfica con el Grupo Choiyoi, podría en parte, haber contribuido con una migración de hidrocarburos hacia el mismo en algunas áreas.

### Conclusiones

1. En el Yacimiento 25 de Mayo-Medanito Sudeste no se puede considerar basamento económico al Grupo Choiyoi ya que se presenta mineralizado.

Recibido: 26 de marzo, 1981.

2. El sistema de este reservorio no convencional, está dado por una "matriz" de rocas volcánicas alteradas y un juego de fracturas íntimamente asociados.
3. El control litológico de las perforaciones —(*cuttings*)— ha sido de fundamental importancia para el desarrollo de dicho reservorio, ya que existe una estrecha relación entre rocas alteradas e impregnaciones, a su vez asociadas con deflexiones negativas de la curva de potencial espontáneo.
4. La interpretación clásica de perfiles no tiene validez para el Grupo Choiyoi; sólo se los debe considerar cualitativamente.
5. Las mejores estimulaciones resultaron ser las fracturas hidráulicas efectuadas con geles de alta viscosidad y grandes volúmenes de arena, a pozo entubado.
6. El origen del petróleo en el Grupo Choiyoi sería consecuencia de una migración desde la Formación Quintuco, a través de zonas con ausencia de roca sello (Formación Tordillo) y en relación al acúmulo del Miembro Inferior de dicha formación, variaciones faciales y un eventual sobrante volumétrico de fluidos.

### Agradecimientos

Los autores agradecen a las autoridades de la Compañía Naviera Pérez Companc por permitir la publicación de este estudio.

HUMBERTO G. MARCHESI

Gerencia Operaciones Petroleras  
Cía. Naviera Pérez Companc

ROBERTO BLOCKI

Yacimiento 25 de Mayo - Medanito  
Cía. Naviera Pérez Companc

## LA FORMACION SIERRA GRANDE (PROVINCIA DE RIO NEGRO)

JUAN CARLOS M. ZANETTINI

### Resumen

El presente trabajo describe la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico) de la provincia de Río Negro. Ella es dividida en dos Miembros en los cuales se destacan horizontes ferríferos. Se describen ocho perfiles y, además, los horizontes aludidos. Al comentarse el ambiente de sedimentación se hacen consideraciones acerca del posible origen del mineral de hierro. Se describe someramente el aspecto estructural y se ofrece una nueva interpretación de la posición estratigráfica del horizonte ferrífero del Yacimiento Este.

### Introducción

Como es de conocimiento la Formación Sierra Grande encierra gran importancia económica por contener estratos de mena de hierro que son explotados, en la localidad homónima, por la empresa estatal Hipasam.

La posibilidad del desarrollo de la unidad en un ámbito de mayores dimensiones que las conocidas dio lugar a que la Dirección General de Fabricaciones Militares realizara una prospección geológica-geofísica de mineral de hierro que abarcó parcialmente las provincias de Río Negro y Chubut. Como parte de dicha tarea se llevó a cabo el relevamiento de la formación mencionada con el objeto de definir los límites del área con mineral ferrífero.

La presente contribución tiene por finalidad dar a conocer con más detalle la estratigrafía de la entidad considerada, como así también una nueva interpretación de la posición estratigráfica del horizonte ferrífero del Yacimiento Este.

### Ubicación de la comarca

La comarca donde se efectuó el reconocimiento se encuentra situada en el extremo sudoriental de la provincia de Río Negro; dentro de ella la localidad de Sierra Grande, a la cual se arriba por la ruta nacional

### Abstract

The present paper describe the Sierra Grande Formation (Silurian-Devonian) in the province of Río Negro. It is divided in two Members in which there are ferriferous horizons. Eight profiles of the Sierra Grande Formation are described and the referred horizons too. In the description of the sedimentary environment, the possible origin of the iron mineral is considered. The structural aspect is briefly delineated and a new interpretation about the stratigraphic position of the Yacimiento Este ferriferous horizon is given.

Nº 3, es el único centro poblado de importancia.

### Antecedentes

Dado el interés económico que reviste la Formación Sierra Grande, fue estudiada específicamente en ese aspecto por distintos investigadores. Zöllner (1951) expuso de manera general las características geológico-económicas de los depósitos ferríferos, los cuales fueron descriptos más detalladamente tanto en su geología general como en su importancia económica por Valvano (1949, 1954 y 1957).

Navarro (1960) delineó la faceta estructural de los yacimientos Sur y Este y el posible origen del mineral de hierro.

Las estructuras generales de la comarca, con énfasis en las que afectan a la formación, y sus implicancias en la búsqueda de mineral de hierro fueron consideradas por de Alba (1960), quien posteriormente (1964) trató regionalmente a la unidad.

En 1963 Demag realizó el estudio geológico y la evaluación económica de los yacimientos Norte, Sur y Este. Entre 1964 y 1965 Klammer, Braitsch y Müller dieron a conocer los trabajos que efectuaron para dicha empresa alemana.



Finalmente Gelós (1977) publicó sus estudios sobre el metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur.

### Síntesis estratigráfica

El basamento en la comarca está constituido por las epimetamorfitas que dieron las *Ectinitas el Jagüelito* (Ramos, 1975) y cuya edad Cambro-Ordovícica es puesta de manifiesto por restos de braquiópodos linguloides hallados por Braitsch (1965).

Esta unidad se encuentra penetrada por una intrusión postectónica que constituye la *Granodiorita Punta Sierra* (Núñez *et al.*, 1975) de edad silúrica inferior según dataciones radimétricas.

En discordancia angular sobre ambas entidades se apoyan las sedimentitas marinas de la *Formación Sierra Grande*, las cuales junto con las ectinitas son intruidas por un cuerpo granodiorítico correlacionable con el *Granito Sierra Pailemán* (Stipanovic y Metthol, 1972) de edad neopaleozoica.

Discordantemente sobre la Formación Sierra Grande y el Granito Sierra Pailemán se hallan sedimentitas continentales triásicas que conforman la *Formación Puesto Piris* (Núñez *et al.*, *op. cit.*).

El complejo vulcano-sedimentario que constituye la *Formación Marifil* (Malvicini y Llambías, 1974), de edad Jurásica Inferior en la comarca de acuerdo con dataciones radimétricas, cubre en discordancia a las entidades señaladas.

Asentada de igual manera sobre las anteriores unidades se presenta la *Formación Patagonia* (Ameghino, 1894) cuya edad oligocena es confirmada por restos fósiles hallados por distintos estudiosos.

Finalmente constituyendo aluviones terrazados de edad pleistocena se manifiesta la *Formación Tehuelche*. Los sedimentos recientes son arenas y acumulaciones lacustres y aluviales.

## Formación Sierra Grande

### Nomenclatura y rango litoestratigráfico

La unidad que consideramos fue denominada Complejo Antiguo por Valvano (1954), Formación Ferrífera por de Alba (1960) y Serie Ferrífera por Navarro (1960). El nombre de Formación Sierra Grande le fue

conferido por Müller (1965, pág. 717) tomándolo de la localidad homónima.

Con posterioridad esta última denominación fue utilizada por Stipanovic *et al.* (1968, cuadro estratigráfico) para citar las mismas sedimentitas y de allí que Núñez *et al.*, atribuyen a estos autores la nomenclatura.

Cuerda y Baldis (1971) asignaron a Amos la designación aludida, quien la empleó en 1970 para referirse a la sección silúrica de la entidad en su trabajo *The Silurian of Argentina* (In: *The Silurian of South America*; Geol. Soc. Amer.) e imputaron a Navarro el nombre de Formación Cerro Blanco para la sección devónica de la unidad.

Como vimos Navarro se refirió a la formación con el nombre de Serie Ferrífera, mientras que utilizó el de Cerro Blanco para designar al quinto Miembro de su Serie. Este quinto Miembro tiene su mejor expresión en el cerro Blanco del Yacimiento Sur, pero las cuarcitas que lo componen no pertenecen al Devónico sino que constituyen la parte cuspidal de la sección silúrica de la unidad, por lo cual dicho nombre formal no es válido a nuestra consideración.

Si bien es posible, a pesar de los cambios de facies causados por el ambiente litoral de sedimentación, establecer una sucesión litológica de la entidad que permite diferenciar dos unidades formales, dando al conjunto un rango superior, en los afloramientos situados al norte y al sur de Sierra Grande, tal división es dificultosa y/o dudosa cuando está ausente el horizonte guía de cuarcitas gris mediano o en afloramientos aislados, como ocurre en las manifestaciones más orientales y en la estancia Giordano.

En consideración a lo expuesto mantendremos el nombre de Formación Sierra Grande para el total de la sucesión estratigráfica, pero dividiremos a la unidad en dos Miembros: San Carlos el inferior y Herrada el superior, sobre la base de caracteres petrográficos y contenido fosilífero.

### Distribución y relaciones estratigráficas

La formación aflora al norte, al sur y al este de la localidad de Sierra Grande; otra pequeña manifestación se encuentra 70 km al sudoeste de dicha población, próxima a la estancia Giordano.

Como establecimos, hemos diferenciado en ella dos Miembros que pasan transicionalmente uno al otro y cuyas características petrográficas, de sedimentación y contenido

fosilífero implican un ciclo transgresivo-regresivo y edades distintas.

Las relaciones de contacto de la formación con unidades más antiguas y más modernas son de discordancia angular. Sobreyace a las Ectinitas el Jagüelito y a la Granodiorita Punta Sierra, lo cual es bien visible en los afloramientos Septentrional y Oriental. En las manifestaciones situadas al sur de Sierra Grande y en las de estancia Giordano el contacto basal no se observa por hallarse cubierto por sedimentos recientes.

Es sobrepuesta por la Formación Marifil en los afloramientos Septentrional, Meridional y estancia Giordano; la Formación Puesto Piris la cubre parcialmente en la manifestación Meridional y de igual manera lo hacen las Formaciones Patagonia y Tehuelche en los afloramientos Septentrional y Oriental. En general se halla cubierta también por sedimentos holocénicos y por su propio derrubio, lo cual dificulta en gran medida las observaciones.

En las manifestaciones al norte y al sur de Sierra Grande es intruida por un stock y diques granodioríticos que incluimos en el Granito Sierra Pailemán y diques riolíticos de la Formación Marifil.

La granodiorita del afloramiento Septentrional contacta por falla con la Formación Sierra Grande y en ésta no se observan signos de metamorfismo de contacto, pero en sondeos realizados en el Yacimiento Norte se atravesaron diques granodioríticos intrusivos en la formación y relacionados con el cuerpo aflorante.

Con respecto a la intrusión granodiorítica del afloramiento meridional, Valvano (1954) y de Alba consideraron que la Formación Sierra Grande se apoya en discordancia sobre el stock al que asignaron edad paleozoica inferior. Zöllner y, principalmente, Navarro y Demag pusieron en evidencia el carácter intrusivo de la granodiorita que está dado por apófisis de igual índole y derivados aplíticos y pegmatíticos que atraviesan a la formación y el metamorfismo de contacto que afecta a ésta en el mencionado afloramiento. Estas características fueron últimamente estudiadas y corroboradas por Gelós (*op. cit.*).

### Descripción de los afloramientos

#### Afloramiento Septentrional

Situado al norte de Sierra Grande se extiende desde el arroyo Salado hasta el arroyo

Velázquez, de norte a sur, y desde un poco al oeste de la ruta nacional N° 3 hasta loma Alfaro, en sentido oeste-este.

En el flanco occidental del sinclinal Rosales (Yacimiento Norte) la secuencia estratigráfica, modificada de Demag, alcanza 1.243 m de potencia y de abajo hacia arriba muestra:

#### Ectinitas El Jagüelito

..... discordancia angular .....

#### Formación Sierra Grande

##### Miembro San Carlos

- 50 m Cuarzitas conglomerádicas macizas, blanco grisáceas a verde grisáceas, con clastos redondeados dispersos de cuarzo, cuarcitas y escasas filitas de medio a un centímetro de diámetro.
- 200 m Limolitas y lutitas ocre que alternan con cuarcitas ocre y pardo oscuro.
- 9 m *Horizonte Rosales*. Estratos de hematita oolítica separados por intercalaciones estériles.
- 80 m Areniscas finas, limolitas y lutitas rojizas y pardas con intercalaciones de cuarcitas finas gris claro a pardo mediano.
- 104 m Cuarzitas finas gris mediano que alternan con areniscas y lutitas rojizas con micas en las superficies de estratificación; en la base de la sección se destacan cuarcitas finas, masivas, blancas. Estratificación delgada, en partes laminar.
- 200 m Cuarzitas finas, tenaces, gris mediano con un bandeado secundario rojizo a pardo, en estratos potentes a laminares.

##### Miembro Herrada

- 60 m Areniscas friables gruesas a medianas, rojizas y pardas, con intercalaciones de cuarcitas gris claro en la parte inferior.
- 10 m *Horizonte Alfaro*. Estratos lenticulares de hematita oolítica cuarcítica separados por bancos estériles.
- 80 m Areniscas finas y limolitas rojizas y pardo oscuro con intercalaciones locales lentiformes de cuarcitas gris claro.
- 450 m Areniscas medianas a gruesas gris claro, localmente rojizas.

..... discordancia angular .....

#### Formaciones Marifil y Patagonia

En el sector este del afloramiento, entre loma Ruta y loma Alfaro, existen acuña-

mientos estratigráficos que son visibles en fotografías aéreas convencionales. En el perfil relevado en loma Alfaro la unidad alcanza 2.130 m de potencia y la secuencia litológica de abajo hacia arriba es la siguiente:

Ectinitas El Jagüelito  
(en sondeo)  
..... discordancia .....

**Formación Sierra Grande**  
(contacto basal oculto)

*Miembro San Carlos*

- 44 m Cuarzitas finas con rodados dispersos de cuarzo de hasta 0,5 cm de diámetro, tenaces, gris claro a blancas, con intercalaciones de areniscas medianas con rodados de cuarzo de hasta dos centímetros de diámetro, grises, ocre y rojizas, en bancos delgados a potentes en partes con estratificación cruzada.
- 119 m Areniscas finas gris parduzco y verdoso, pardo claro y violado, en estratos delgados y laminares, con intercalaciones de limolitas violadas y ocre de estratificación delgada que localmente contienen concreciones hematíticas. Localmente se intercalan cuerpos lentiformes muy gruesos de cuarcitas y areniscas gris claro.
- 37 m *Horizonte Rosales*. Estratos lenticulares de hematita oolítica y magnetita separados por sedimentitas estériles.
- 97 m Areniscas finas a medianas y limolitas violadas y pardas con estratificación delgada a laminar, con intercalaciones potentes de cuarcitas finas a medianas grises en bancos delgados. Estratificación cruzada local y ondulitas asimétricas en superficies de estratos.
- 225 m Cuarzitas finas, tenaces, gris mediano, violadas y pardas por oxidación, en bancos delgados y laminares con estratificación cruzada local; oxidación pardo rojiza y violado oscuro en fracturas de la roca. En la parte superior se intercalan areniscas finas a medianas y limolitas violadas y pardo rojizas, con estratificación delgada a laminar en bancos localmente cruzados. Se hallan *cruzianas* en cuarcitas de la secuencia.

*Miembro Herrada*

- 108 m Areniscas medianas a finas, pardas, violadas y rojas, con estratificación delgada y laminar subordinada, con intercalaciones de limolitas ocre, violadas y pardo rojizas en paquetes delgados a potentes; hacia la parte inferior se encuentran delgados bancos de

cuarcitas gris claro y hacia el techo se hallan delgadas lentes limoníticas.

- 8 m *Horizonte Alfaro*. Bancos lenticulares de hematita oolítica separados por sedimentitas estériles.
- 105 m Areniscas medianas a finas pardas y rojas, con estratificación delgada a laminar, con lentes limoníticas en la parte inferior; se intercalan limolitas y arcilitas en el sector inferior y un banco grueso de cuarcita blanco grisácea en la parte media de la sección.
- 65 m Areniscas medianas gris claro en estratos delgados y laminares.
- 215 m Cuarzitas medianas a finas gris claro y blancas con intercalaciones de areniscas; estratificación delgada a laminar, en partes cruzada; óndulas asimétricas en superficies de estratos.
- 190 m Areniscas medianas gris claro con tonalidad rojiza en bancos delgados y ocasionalmente laminares, con escasas intercalaciones de cuarcitas gris claro.
- 197 m Cuarzitas medianas gris claro con intercalaciones de areniscas, en estratos delgados.
- 720 m Areniscas medianas a gruesas, blancas con tonalidades amarillas, grises, verdes y rosadas, en bancos delgados, con intercalaciones muy delgadas de lutitas verde olivo claro y estratificación diagonal en la parte superior de la sección.
- ..... discordancia angular .....
- Formación Marifil

**Afloramiento Meridional**

Situado al sur de Sierra Grande se extiende desde loma Blanca hasta loma del Rodeo en sentido oeste-este.

En el sector occidental del afloramiento (Yacimiento Sur) la unidad muestra metamorfismo de contacto ocasionado por la intrusión granodiorítica; al efecto de no crear confusión en los términos litológicos haremos abstracción de dicho fenómeno, que ha sido excelentemente expuesto por Gelós.

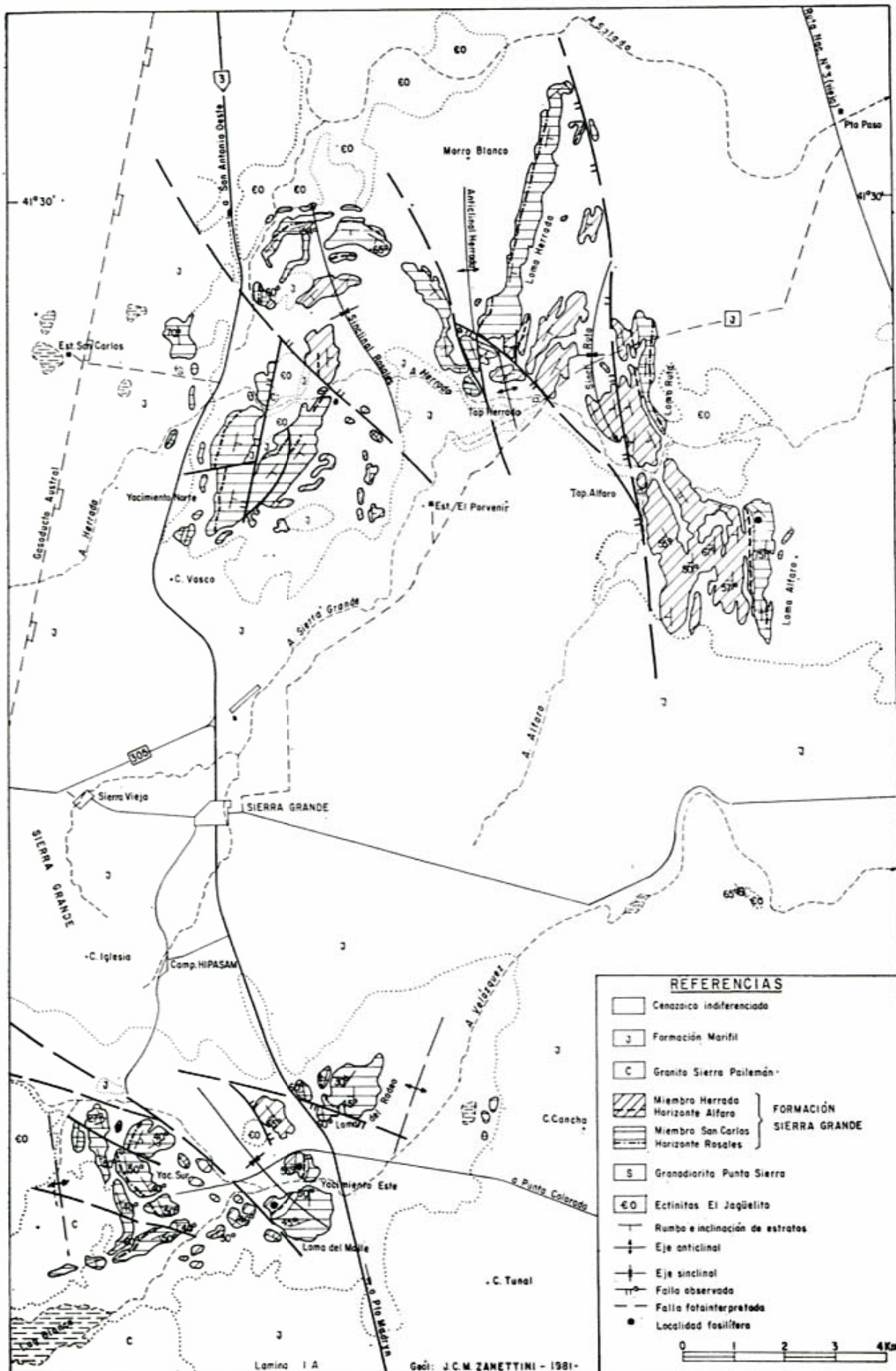
La entidad tiene allí una potencia de 1.274 m y la secuencia litológica, modificada de Demag, es la siguiente:

Ectinitas El Jagüelito  
..... discordancia .....

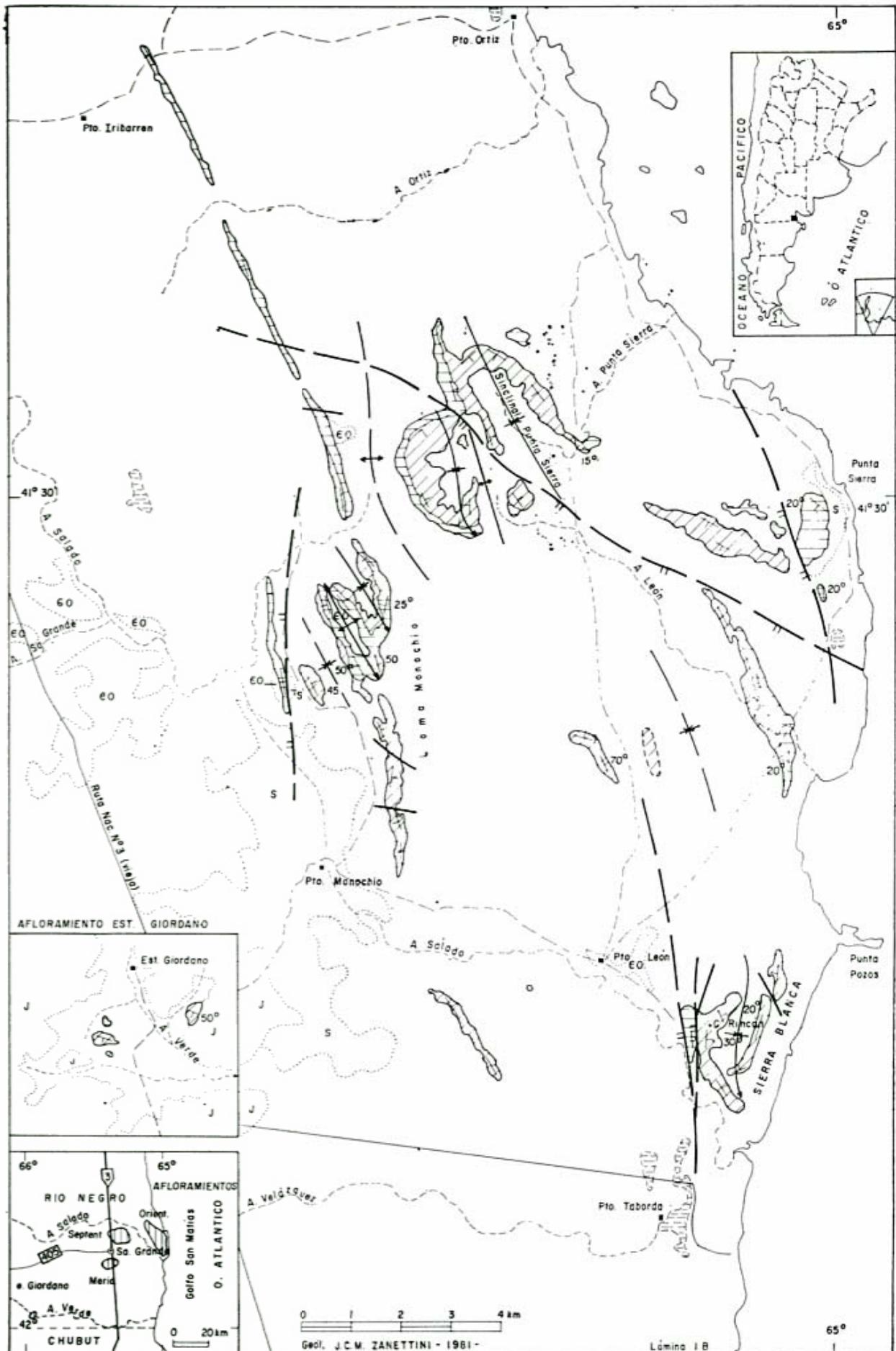
**Formación Sierra Grande**  
(contacto basal oculto)

*Miembro San Carlos*

- 25 m Areniscas medianas, tenaces, gris claro, con rodados dispersos de cuarzo de hasta 0,5 cm de diámetro.







- 82 m Cuarzitas y areniscas finas a medianas grises, rojo parduzco por oxidación, en bancos delgados.
- 162 m Areniscas gruesas a finas violadas y gris claro con rodaditos de cuarzo dispersos; se intercalan limolitas rojizas y gris oscuro y cuarzitas grises.
- 30 m Cuarzitas medianas a finas gris claro a blanco con rodados dispersos de cuarzo de hasta 0,5 cm de diámetro, en estratos delgados a potentes en parte lenticulares; subordinadamente se intercalan areniscas finas a medianas en ocasiones conglomerádicas de igual color y limolitas rojizas.
- 210 m Areniscas finas a medianas, en ocasiones con rodaditos de cuarzo, gris claro a blanquecinas, verde oscuro y violadas, alternan con limolitas y arcilitas; delgados estratos de cuarzitas grises se intercalan en la porción superior. En la parte media de la secuencia, fósiles del Silúrico superior (véase capítulo Fósiles).
- 25 m *Horizonte Rosales*. Bancos de magnetita separados por intercalaciones de sedimentitas estériles.
- 75 m Areniscas medianas a finas, pardas rojizas y grises, con intercalaciones de cuarzitas; a mitad de la secuencia se destacan bancos lenticulares gruesos de cuarzitas gris claro. La estratificación es delgada a laminar, cruzada hacia el techo.
- 105 m Cuarzitas medianas tenaces, en partes con pequeños rodados de cuarzo, gris mediano y pardas, con intercalaciones de areniscas medianas y limolitas; oxidación pardo rojiza en fracturas de la roca. Estratificación delgada a gruesa, ocasionalmente cruzada; en la parte inferior de la sección se hallan ondulitas asimétricas.

#### *Miembro Herrada*

- 106 m (subsuelo). Areniscas finas a medianas, limolitas y lutitas gris a gris oscuro, con escasas intercalaciones de cuarzitas gris claro.
- 35 m (subsuelo). *Horizonte Alfaro*. Uno a dos bancos de magnetita separados por intercalaciones estériles.
- 44 m (subsuelo). Areniscas finas a medianas grises y pardas con intercalaciones de limolitas y lutitas de igual color y escasas cuarzitas gris claro.
- 195 m Cubierto.
- 180 m Cuarzitas medianas con intercalaciones de areniscas, grises y pardas, en bancos delgados.  
Techo: Derrubio actual.

De acuerdo con nuestras observaciones en el sector oriental del afloramiento meridio-

nal, entre loma del Rodeo y Yacimiento Este, la unidad alcanza 1.308 m de potencia. Un perfil compuesto muestra la siguiente sucesión litológica:

#### Formación Sierra Grande (contacto basal oculto)

##### *Miembro San Carlos*

- 36 m Cuarzitas medianas tenaces, gris claro.
- 171 m Cuarzitas medianas a finas y areniscas medianas grises, pardo rojizo por oxidación; en algunos bancos se hallan rodados de cuarzo de un centímetro de diámetro. Estratificación delgada.
- 122 m Cubierto.
- 110 m Alternancia de areniscas medianas y limolitas grises, rojizas y pardas, de estratificación delgada; se intercalan cuarzitas gris mediano a oscuro en bancos delgados y laminares.
- ? m *Horizonte Rosales*. Un banco de magnetita con concreciones calcáreas y nódulos de fosforita de hasta 0,5 cm de diámetro.
- 57 m Areniscas medianas y limolitas pardas y rojizas con estratificación delgada; se intercalan cuarzitas grises y pardas en bancos delgados.
- 145 m Cubierto.
- 225 m Cuarzitas tenaces finas a medianas, gris mediano con oxidación color pardo en fracturas de la roca, en estratos delgados en parte laminares; se intercalan areniscas y limolitas rojizas y pardas.

##### *Miembro Herrada*

- 66 m Areniscas finas a medianas y limolitas grises y pardo rojizo, con intercalaciones potentes de cuarzitas gris claro en bancos delgados.
- 10 m *Horizonte Alfaro*. Dos bancos de magnetita separados por sedimentitas estériles.
- 366 m Lutitas y limolitas rojizas, grises y verdes y areniscas finas rojizas, pardo y gris en bancos delgados; intercalaciones lenticulares muy gruesas de cuarzitas medianas a finas blancas con tonalidades amarillentas, grises y rosadas. A 140 m sobre la base de la sección se encuentran fósiles del Devónico inferior (véase capítulo Fósiles).  
Techo: Derrubio actual.

#### Afloramiento Oriental

Situado al este de Sierra Grande, se extiende desde puesto Iribarren hasta sierra

Blanca, de norte a sur, y desde loma Monochio hasta la costa atlántica, de oeste a este.

En loma Monochio la entidad alcanza 159 m de potencia y la sucesión litológica, de base a techo, es la siguiente:

Ectinitas El Jagüelito

..... discordancia angular .....

Formación Sierra Grande

Miembro San Carlos

7 m Conglomerado de clastos angulosos y subangulosos de cuarzo de medio a cuatro centímetros de diámetro en matriz cuarcítica gris a gris claro; se encuentran clastos de hasta 20 cm de cuarcita, esquistos cuarcíticos y filitas; bancos delgados a potentes con estratificación cruzada dominante.

34 m Cuarcitas medianas y areniscas gris mediano, localmente con cristales de magnetita dispersos, con oxidación rojo parduzca en fracturas de la roca, en bancos delgados. En la porción inferior de la sección son gruesas, conglomerádicas, con clastos de medio a un centímetro de diámetro, gris claro a verdoso, en estratos delgados a potentes. Se observan óndulas asimétricas en superficies de estratificación.

Miembro Herrada

118 m Cuarcitas medianas y areniscas gruesas blancas y gris claro, en bancos delgados, con pequeños rodados de cuarzo dispersos. Intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas blanco verdoso, verde de botella claro y rojizo y conglomerados de clastos subangulosos a redondeados de cuarzo y cuarcitas de hasta cinco centímetros de diámetro. Techo: Sedimentos actuales.

En las manifestaciones ubicadas al este de loma Monochio la individualización de los dos Miembros se torna dudosa puesto que las cuarcitas gris mediano con que culmina el Miembro San Carlos no son claramente identificables. Por ello la separación aquí es tentativa.

Tanto en el sinclinal Punta Sierra como en el arroyo León el perfil es similar. La base de la unidad se halla oculta y se observa:

Formación Sierra Grande

Miembro San Carlos

70 m Cuarcitas medianas gris claro a gris mediano, con oxidación pardo rojiza en diaclasas, puntos oxidados y pequeñas geodas, y subordinadas cuarcitas blan-

cas con rodados de cuarzo dispersos de hasta dos centímetros de diámetro. Hacia la parte inferior se intercalan areniscas micáceas grises y rojas y areniscas cuarcíticas gruesas pardas y blancas. Estratificación delgada a potente; óndulas asimétricas en superficies de estratos.

Miembro Herrada

45 m Cuarcitas medianas blancas y gris claro, con rodados de cuarzo dispersos, en estratos delgados; se intercalan lentes de areniscas gruesas y conglomerados de clastos subangulosos a redondeados de cuarzo y cuarcitas. Techo: Sedimentos actuales.

Consideramos que en el cerro Punta Sierra tiene expresión solamente el Miembro San Carlos. Allí la sucesión litológica es:

Granodiorita Punta Sierra

..... discordancia .....

Formación Sierra Grande

Miembro San Carlos

85 m Conglomerados finos blancos, compuestos por clastos subredondeados a redondeados de cuarzo y cuarcitas de hasta dos centímetros de diámetro en matriz cuarcítica, con intercalaciones de cuarcitas blancas subordinadas. Culmina con cuarcitas medianas gris claro, groseramente estratificadas en bancos potentes.

Más al sur, en el cerro Rincón, se presenta el siguiente perfil:

Ectinitas el Jagüelito

..... falla .....

Formación Sierra Grande

Miembro San Carlos

215 m Cuarcitas gris claro, medianas, con oxidación rojo parduzca en fracturas de la roca, sobre las que siguen cuarcitas medianas blancas. Estratificación delgada a potente, localmente cruzada.

..... falla .....

Miembro Herrada

130 m Cuarcitas medianas blancas con intercalaciones de areniscas cuarzosas gruesas gris verdoso y conglomerados finos con clastos de cuarzo redondeados de 0,5 cm de diámetro en matriz cuarcítica; estratificación delgada a potente.

..... discordancia angular .....

Formación Patagonia

### Afloramiento Estancia Giordano

Se encuentra ubicado un kilómetro al sur de la estancia Giordano, 70 km al sudoeste de Sierra Grande. Está constituido por dos manifestaciones que distan 1,5 km una de otra mostrando semejante sucesión litológica; ella no permite establecer con certeza a que Miembro corresponde, aunque estimamos que se hallan representados ambos.

Al igual que en el afloramiento Oriental, los horizontes ferríferos están ausentes. La sucesión tiene 367 m de espesor y de base a techo es:

#### Formación Sierra Grande (base oculta)

##### Miembro San Carlos

127 m Areniscas finas gris mediano, con oxidación pardo rojiza en fracturas de la roca, en estratos delgados a potentes, cruzados en la parte inferior de la sección.

##### Miembro Herrada

53 m Cubierto.

17 m Arcosas medianas rojas y ocres en estratos delgados y laminares.

170 m Cuarzitas medianas blancas y gris claro, en bancos delgados a potentes, localmente cruzados, con intercalaciones de areniscas finas gris claro en la parte inferior de la sección.

..... discordancia angular .....  
Formación Marifil

### Litología

Litológicamente la Formación Sierra Grande se caracteriza por la abundancia de areniscas, que se presentan en secuencias alternadas con pelitas y, subordinadas, cuarzitas.

Las variedades de areniscas han sido petrográficamente definidas como: *arenisca cuarzosa*, *arenisca micácea*, *arenisca ferruginosa* y *wacka*; los dos últimos tipos nombrados se los encuentra próximos a los horizontes ferríferos, tanto por debajo como por arriba, y constituyen además las intercalaciones estériles dentro de esos horizontes.

La estructura de las areniscas es granosa fina a mediana; las variedades de grano grueso dominan en los afloramientos de la costa atlántica y en la parte cuspidal del Miembro Herrada. Los colores son gris claro a verdoso y blanco grisáceo; por oxidación

se tornan color pardo o rojizo pasando por las gamas intermedias.

Al microscopio se las observa constituidas por cristaloclastos subangulosos a subredondeados de cuarzo y como accesorios contienen biotita, sericita, clorita, escaso feldespatito y apatita y clastos de turmalina, zircón, ftanita y filitas. La matriz es arcillo-ferruginosa o biotítico-clorítica y el cemento silíceo (cuarzo), hematítico o arcillo-ferruginoso.

Las *limolitas* son de composición similar a las areniscas y entre ellas se encuentran variedades de transición tales como *areniscas limosas* y *limolitas arenosas*.

Las *lutitas* son más abundantes en el afloramiento meridional que en el resto de la cuenca y, al igual que las limolitas, están ausentes en el afloramiento Oriental. Son de estructura muy fina y colores gris claro a oscuro y verdes; por oxidación tienen coloración pardo a pardo rojizo. Microscópicamente están compuestas por cuarzo pulverulento, sericita, biotita, clorita, caolinita y hematita.

Intercaladas con los tipos litológicos descritos se encuentran *ortocuarzitas* de estructura granular fina a mediana, de color gris a blanco grisáceo en corte fresco y pardo oscuro a pardo rojizo por oxidación.

Al microscopio están compuestas por cristaloclastos angulosos a subredondeados de cuarzo y como accesorios se encuentran clorita, sericita, biotita, turmalina y zircón; el cemento es silíceo (cuarzo) depositado en continuidad cristalográfica sobre los granos clásticos.

De importancia dentro de la unidad son las ortocuarzitas que integran la sección cuspidal del Miembro San Carlos, las que constituyen formas sobresalientes del terreno debido a su gran tenacidad. Son las "kammquartzite" de Braitsch.

Sus características petrográficas son semejantes a las anteriores, pero su color gris mediano y los óxidos de hierro pardo rojizo (hematita) y pardo amarillento (limonita) dispuestos en planos de fractura de la roca y de estratificación les otorga un aspecto típico que las individualiza como horizonte guía.

Los *conglomerados* son abundantes en el afloramiento Oriental, mientras que en el resto de la cuenca sólo se encuentran variedades conglomerádicas de areniscas y cuarzitas de las secciones basales de la entidad.

Están compuestos por clastos angulosos a subredondeados de cuarzo de hasta cuatro centímetros de diámetro y, en menor pro-



porción, rodados de hasta 20 cm de cuarcita, esquistos cuarcíticos y filitas; la matriz es cuarcítica y el cemento silíceo.

### Los horizontes ferríferos

Zöllner, que efectuó el relevamiento expeditivo de los depósitos de Sierra Grande, consideró la existencia de tres horizontes ferríferos. El posterior estudio realizado por Demag estableció que los horizontes I y III del autor antes nombrado se correlacionan, por lo cual existen solamente dos cuerpos que contienen estratos ferríferos: I y II, que se ubican en los Miembros San Carlos y Herrada respectivamente y que nosotros denominamos Rosales al primero y Alfaro al segundo.

### Horizonte Rosales

El Horizonte Rosales u Horizonte Ferrífero I, que es objeto de explotación en el Yacimiento Sur, se manifiesta en los afloramientos Septentrional y Meridional integrando el Miembro San Carlos.

### Distribución y espesores

En el afloramiento Septentrional, donde se ubica el Yacimiento Norte, el horizonte consta de dos a tres estratos de mena y junto con las intercalaciones estériles acusa hasta 16 m de potencia.

Hacia el norte, en el Yacimiento Rosales, el cuerpo es un estrato macizo de 4,50 m de espesor, tornándose a dos bancos ferríferos separados por areniscas que totalizan 17 m de potencia en la nariz del sinclinal homónimo.

Hacia el sudeste los mencionados bancos aparentemente se acuñan y reaparecen en morro Colorado separados por areniscas y lutitas alcanzando 36 m en conjunto.

En loma Herrada afloran hasta dos estratos ferríferos y areniscas que acusan 24 m de espesor. Hacia el este, en loma Ruta, el horizonte se presenta con un banco de mineral de hierro de dos metros que se acuña hacia el sur y reaparece en el subsuelo de loma Alfaro constituido por cuatro estratos ferríferos, areniscas y lutitas totalizando 37 m de potencia. En el extremo sur de la misma loma se manifiesta solamente un estrato ferrífero de 30 a 55 cm de espesor.

En el afloramiento Meridional, donde se encuentra el Yacimiento Sur, el cuerpo mineral consta de tres a cuatro bancos ferríferos que, junto con las intercalaciones estériles, muestra un espesor de 18 m en el extremo norte, 25 m en la parte central y tres metros en el extremo sur (Lic. Luis Méndez, com. pers.).

Hacia el este el horizonte aflora en loma del Rodeo con una potencia que se desconoce debido al encape por derrubios, pero que se estima en un metro.

Los mayores espesores explotables hallados hasta hoy, constituidos por mena de hierro y sedimentos estériles, son de 8,65 m con ley 57,40 % en el Yacimiento Norte y de 14 m con ley 54,80 % Fe en el Yacimiento Sur.

### Composición

Como expresáramos, el Horizonte Rosales está integrado por estratos ferríferos separados por intercalaciones estériles de areniscas, limolitas y cuarcitas.

En el afloramiento Septentrional, donde se hallan las condiciones originales de la sedimentación, los bancos ferríferos son de grano fino, tenaces, con textura oolítica y color gris oscuro a pardo oscuro y rojizo.

Las oolitas son de forma esférica a elipsoidal y su tamaño variable entre 0,1 y 0,9 mm. Consisten en un núcleo de clorita ferrífera o, subordinadamente, de cuarzo rodeado por una costra de óxidos de hierro. En menor proporción se encuentran oolitas con zonación en las que alternan concéntricamente tres o cuatro capas de silicato-óxido de hierro. En cantidad reducida se hallan oolitas de hematita pura y algunas tienen un núcleo de hematita pseudomorfa según magnetita a los cuales siguen capas de clorita ferrífera.

Los minerales constituyentes de las oolitas son, en orden de abundancia, hematita, clorita ferrífera y magnetita.

La clorita ferrífera es de grano muy fino y aparece como un agregado afieltrado y fibroso formando el núcleo de las oolitas y capas alternantes con hematita.

La hematita es el mineral más abundante presentándose de grano muy fino; de manera infrecuente y sólo en las oolitas se hallan placas o agujas de este mineral que se proyectan desde el borde hacia el núcleo clorítico.

La magnetita está de manera muy subordinada. Se encuentra con formas idiomorfas

y alotriomorfas; contiene láminas de hematita pseudomorfa según magnetita (martita) y localmente reemplaza parcialmente a hematita.

La martita es hematita que reemplaza a magnetita como pseudomorfo o bien según planos de clivaje. Se la encuentra también como núcleo de oolitas.

La matriz de los estratos ferríferos está compuesta por clorita ferrífera, cuarzo y hematita. De manera subordinada se halla una matriz constituida por clorita-hematita o hematita-martita y, localmente, es apatítica.

Como mineral supergénico, aunque en escasa cantidad, se encuentra limonita en agregados escamosos muy finos como alteración de clorita ferrífera y hematita, tanto en las oolitas como en la matriz de los bancos.

En loma Alfaro se hallaron en subsuelo estratos compuestos por magnetita idiomorfa, de grano fino, color gris oscuro.

En el afloramiento Septentrional se nota un metamorfismo de contacto que, si bien no alcanza el grado o los efectos que se observan en el afloramiento Meridional, se manifiesta por remoción y recristalización del hierro y una parcial destrucción y fusión de las oolitas.

En el afloramiento Meridional el metamorfismo causado por la intrusión granodiorítica ha transformado los estratos ferríferos textural y mineralógicamente.

La textura es irregular, generalmente granosa fina aunque también hay formas idiomorfas e hipidiomorfas. La textura oolítica aún se conserva en la parte central y norte del Yacimiento Sur siendo, localmente, predominante.

Los estratos ferríferos están compuestos por magnetita y martita, de grano fino a mediano, en relación variable. La magnetita es idiomórfica y en ella la martitización ha ocurrido según planos de clivaje.

Donde se han conservado las oolitas, ellas están constituidas por un núcleo de clorita ferrífera rodeado por magnetita-martita; localmente se encuentra hematita primaria.

La matriz consiste en clorita, cuarzo, apatita, granate, andalucita, muscovita, feldespato y pirita.

En loma del Rodeo el banco ferrífero se compone de magnetita idiomórfica muy martitizada y abundante cuarzo subredondeado; contiene además pequeñas concreciones calcáreas y nódulos de fosfato. Debido al decrecimiento del grado de metamorfismo de oeste a este en el afloramiento Meridional (Gelós, *op. cit.*), pensamos que este estrato

ferrífero no fue afectado y que su composición mineralógica es primaria; por otro lado las sedimentitas que lo acompañan no muestran indicios de metamorfismo.

## Horizonte Alfaro

Al igual que el anterior, el Horizonte Alfaro u Horizonte Ferrífero II se encuentra distribuido en los afloramientos próximos a Sierra Grande formando parte del Miembro Herrada.

## Distribución y espesores

En el afloramiento Septentrional el horizonte se manifiesta en el sinclinal Rosales y en las lomas Herrada, Ruta y Alfaro con dos a seis estratos ferríferos lenticulares de poco espesor separados por sedimentitas estériles, alcanzando en conjunto 24 m en las lomas Alfaro y Ruta y hasta 42 m de potencia en loma Herrada.

En el afloramiento Meridional constituye el Yacimiento Este, integrándose con dos estratos ferríferos separados por estériles que acusan 7,55 m de espesor en el extremo norte y 10,35 m en el sur. En el subsuelo de loma de los Guanacos registra 3,40 m de potencia.

En el Yacimiento Sur ha sido hallado en subsuelo con uno a dos bancos ferríferos separados por material estéril, totalizando 49 m de espesor.

La mayor potencia explotable encontrada hasta hoy es de 6,60 m con ley 51,20 % Fe en el Yacimiento Este.

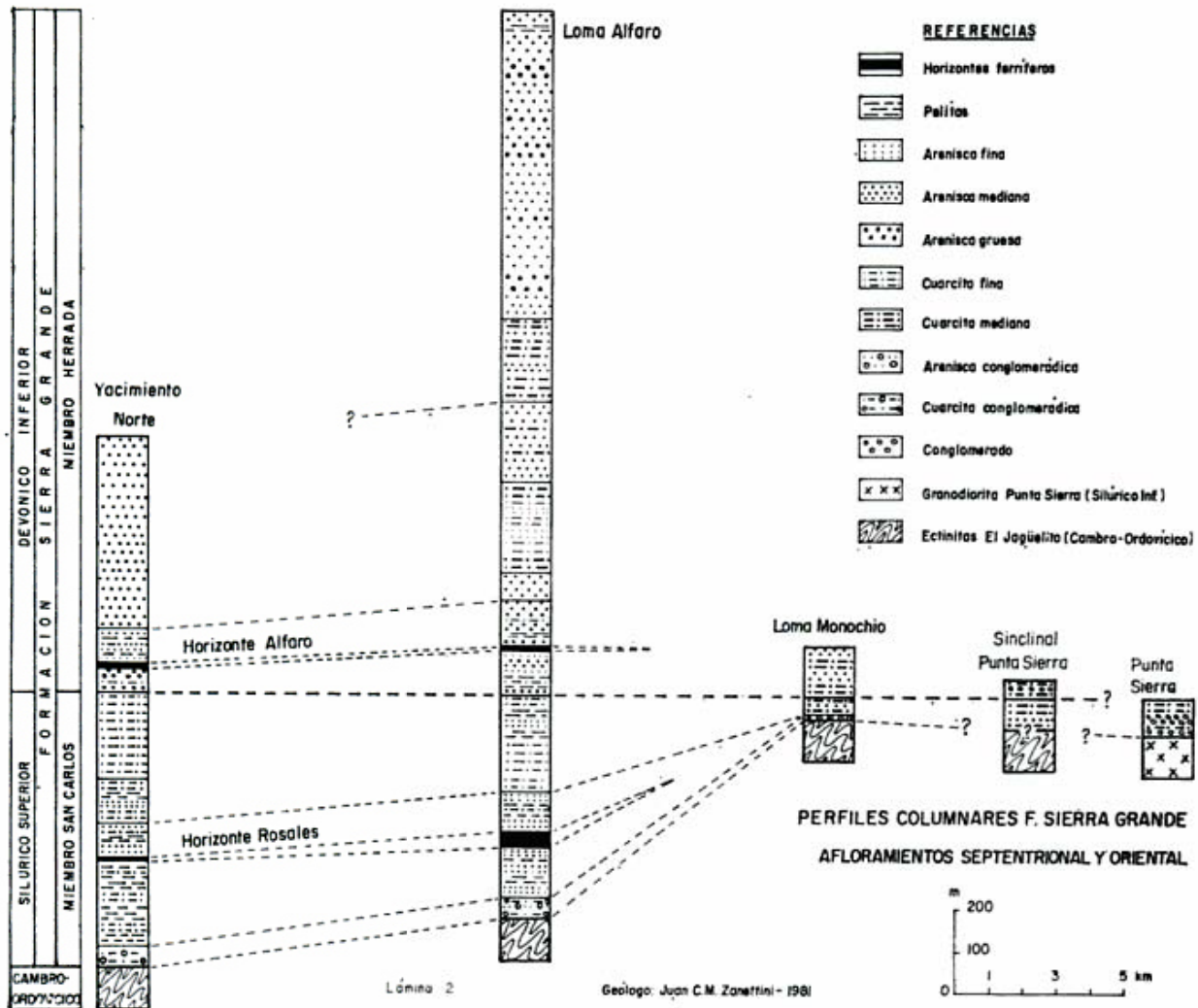
## Composición

El Horizonte Alfaro está constituido por estratos ferríferos lenticulares, en su mayoría, separados por intercalaciones estériles de areniscas y limolitas.

En el afloramiento Septentrional los bancos ferríferos son de grano fino a mediano, de colores ocre a pardo oscuro, por lo general con textura colítica.

Las oolitas están compuestas por clorita ferrífera en el núcleo y hematita en la periferia; un contenido muy subordinado de magnetita se halla en loma Alfaro. La clorita y hematita están muy alteradas a limonita.

La presencia de cuarzo en granos angulosos a subangulosos es abundante y en el Ya-



cimiento Norte se hallan también pequeñas concreciones calcáreas y nódulos de fosfatos.

En el afloramiento Meridional (Yacimiento Este) los estratos ferríferos son de grano fino a muy fino, color negro, compactos y tenaces. Al igual que los correspondientes al Horizonte Rosales han sufrido los efectos metamórficos de la intrusión granodiorítica.

La textura oolítica se mantiene localmente; las oolitas están compuestas por clorita ferrífera en el núcleo y por magnetita en la zona cortical.

Donde la textura original se ha perdido los estratos están constituidos por magnetita anedral que, parcialmente, reemplaza a la matriz de clorita ferrífera. Se encuentra también hematita primaria en finas agujas.

La magnetita se halla en gran parte martitizada según planos de clivaje y como pseudomorfos.

En el Yacimiento Sur este segundo horizonte no aflora pero se lo halló en sondeos

compuesto por bancos ferríferos lentiformes constituidos por magnetita de grano fino a mediano, color gris oscuro a pardo rojizo.

### Clasificación

Teniendo en cuenta las características físicas de los estratos de mineral de hierro y de las rocas asociadas, los horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande pertenecen al tipo SCOS-IF de la clasificación propuesta por Kimberley (1977, 1978), el cual es equivalente al concepto de "ironstone" de James (1966).

### Fósiles

En las manifestaciones de la unidad que consideramos se han ubicado dos localidades fosilíferas situadas en el afloramiento Meridional, que son loma de los Fósiles (Yacimiento Sur) y Yacimiento Este.



En el primer lugar citado, por debajo del Horizonte Rosales, Valvano (1949) halló escasos y mal conservados restos fósiles de moluscos y posteriormente en el mismo sitio encontró restos de *Chonetes* sp. y *Homalotus* sp.

Durante los trabajos que realizaba para DEMAG, Müller (1965) insistió en el mismo lugar y halló los siguientes fósiles: *Clarkeia antisiensis* d'Orbigny, *Australostrophia* sp., *Parmorthis* sp., *Eotomaria* sp., *Proetus?* sp. y *Trimerus?* sp.

En la misma oportunidad este investigador encontró en la segunda localidad (Yacimiento Este), por encima del Horizonte Alfaro, los fósiles que se detallan: *Conularia* cf. *C. quichua* Ulrich, *Bainella?* sp. y trilobites, pelecípodos y gastrópodos indeterminables.

El afloramiento Septentrional no ha sido generoso en lo que a fósiles se refiere. Solamente se ha citado el hallazgo de tubos de *Skolithus* (Braitsch) en bancos cuarcíticos ubicados por arriba del Horizonte Rosales, en el Yacimiento Norte, y de cruzianas (Zanettini *et al.*, 1979) en las cuarcitas cuspidales del Miembro San Carlos en loma Alfaro.

### Ambiente de sedimentación

Las particularidades litológicas y la fauna de la unidad indican que ella se depositó en un ambiente costero de moderada a baja energía.

La distribución de las sedimentitas señala que la zona proximal se halla en el sector oriental de la cuenca donde los sedimentos clásticos más gruesos, la estratificación cruzada predominante y las óndulas de corriente reflejan en general un ambiente aireado, de aguas relativamente agitadas y someras muy cercano a la costa o al área de aporte. Las óndulas y la estratificación cruzada denotan una dirección de aporte general desde y entre el nordeste y el este.

Hacia el oeste la gradual disminución del tamaño de grano de las psamitas, la presencia y paulatino aumento de pelitas y el contenido de estratos ferríferos, ponen de manifiesto un área distal con características dinámicas de muy moderada a baja energía.

Esta distribución determina tres zonas: una oriental con sedimentitas gruesas (afloramiento Oriental), otra central donde prevalecen las areniscas sobre las pelitas y comienzan a manifestarse los estratos ferrí-

feros (sector oriental del afloramiento Septentrional) y una tercera occidental donde aumenta la proporción de pelitas y los bancos ferríferos son más potentes y continuos (afloramiento Meridional y sector occidental del afloramiento Septentrional).

En sentido vertical la sucesión litológica muestra condiciones de estabilidad fluctuante de la cuenca, en la cual alternan períodos de estabilidad (ortocuarcitas, estratos ferríferos) con otros de hundimiento (areniscas); el pasaje de estos a aquellos, es decir las condiciones intermedias, está señalado por la presencia de pelitas arenosas.

Fluctuaciones momentáneas en el movimiento de las corrientes y la tranquilidad de las aguas en que se acumularon parte de los sedimentos están indicadas además por la estratificación laminar de las pelitas y algunas areniscas.

El aumento de tamaño en la granulometría de las psamitas del Miembro Herrada y del contenido de cuarzo clástico en los bancos ferríferos del Horizonte Alfaro, señalan características regresivas de la sedimentación que son más evidentes en la sección cuspidal del mencionado Miembro por el grano grueso de las psamitas y la estratificación torrencial en partes, que ponen de manifiesto una mayor capacidad de transporte dada por un aumento de energía.

Los horizontes minerales en particular, compuestos por varios estratos de mineral de hierro separados por intercalaciones estériles, ponen de manifiesto más de un ciclo de sedimentación de material ferrífero.

Esta ciclicidad puede ser atribuida a períodos de mayor erosión de los materiales proveedores de hierro en el área de aporte, lo cual no significa que en los intervalos de "esterilidad" se haya interrumpido la provisión de hierro a la cuenca, ya que el material intercalado es de carácter ferrífero y ello significa que la sedimentación de los componentes ferríferos no se detuvo.

Los bancos ferríferos muestran espesores variables y forma lenticular según el rumbo en parte de la cuenca, lo cual posiblemente es el resultado de una deposición irregular que se adecuó al relieve de ella.

En sentido vertical las condiciones de sedimentación del Horizonte Rosales incluyen una disminución del tenor de hierro de abajo hacia arriba en el sector oriental del afloramiento Septentrional, mientras que en el resto de la cuenca el material más rico en hierro se halla en los bancos centrales.

Con referencia al Horizonte Alfaro el te-



nor de hierro es mayor en los estratos ferríferos superiores del afloramiento Septentrional, mientras que disminuye de abajo hacia arriba en los del afloramiento Meridional (Yacimiento Este).

En sentido horizontal y para ambos horizontes el contenido de hierro aumenta de este a oeste, es decir, desde la zona más somera hacia la más profunda de la cuenca.

Las características de las sedimentitas en general y de los estratos ferríferos en particular del Miembro San Carlos ponen de manifiesto condiciones de peneplanización en el área de aporte; la gran escasez de clásticos en los bancos ferríferos es comprensible si el relieve del área de procedencia es muy bajo (James, 1966).

La misma área, en cambio, debió sufrir un ascenso y una consecuente reactivación de la erosión durante la deposición del Miembro Herrada.

De acuerdo con estas apreciaciones los horizontes ferríferos están relacionados a un ciclo transgresivo y otro regresivo del mar silúrico-devónico. El Horizonte Rosales sobreyace a conglomerados y arenas y es cubierto por sedimentos arenáceos de grano fino y arcillosos; el Horizonte Alfaro se ha depositado después que los sedimentos finos y es cubierto por materiales de mayor granulometría.

Ambos tipos de relación sedimentaria son posibles, aunque la primera es económicamente más importante. La conexión entre depósitos de hierro sedimentario y transgresión ha sido establecida para otros depósitos (Brockamp, 1942; Angelelli, 1946; Turner, 1960; Kimberley, 1980), como así también la vinculación con movimientos regresivos (Petránek, 1963).

Los estratos ferríferos son de naturaleza compleja ya que comprenden dos grupos minerales: silicatos (clorita ferrífera) y óxidos (hematita, magnetita). La ausencia o escasez de clásticos, sobre todo en el Horizonte Rosales, indica que tanto uno como otros son precipitados químicos originales en la cuenca de deposición, lo que está denotado por la alternancia de clorita ferrífera-hematita en parte de las oolitas y oolitas de hematita pura.

En el origen de los sedimentos ferríferos, que ha sido y es aún motivo de discusión, debemos considerar varios aspectos que son: la fuente del hierro, su transporte a la cuenca de sedimentación, precipitación y cambios postdeposicionales.

En muchos yacimientos de hierro del

mundo se ha establecido una relación entre sedimentos ferríferos y vulcanismo, por lo cual van Hise y Leith (1911) fueron los primeros en proponer que las soluciones hidrotermales o las lavas son la fuente del hierro y que la interacción de dichos elementos con corrientes superficiales es el medio de transporte a la cuenca de deposición.

Descartamos esta posición por cuanto no hay actividad volcánica asociada a la Formación Sierra Grande y porque las características de los estratos ferríferos son claramente sedimentarias; las oolitas, por ejemplo, son texturas formadas en cuencas de aguas someras y agitadas de plataforma continental (Gross, 1964; Pettijohn, 1963; Krumbein y Sloss, 1969). Consideramos, por lo tanto, que el origen del hierro fue la meteorización de las rocas expuestas en las áreas continentales (Gruner, 1922; Borchert, 1960).

La constitución de depósitos ferríferos requiere una preconcentración de hierro en el continente antes del transporte de los materiales a la cuenca. Si dicha preconcentración no ocurre o es escasa los depósitos formados contienen una gran proporción de material detrítico, como sucede en el Horizonte Alfaro.

De acuerdo con lo expresado el hierro tuvo una procedencia exógena a partir de la meteorización de materiales ricos en dicho elemento, en condiciones de clima húmedo y cálido bajo el cual habría prevalecido la alteración química sobre la mecánica, como sugieren Borchert (*op. cit.*) y James (1966).

Estudios paleomagnéticos (Valencio, 1969) ponen de manifiesto que la comarca de Sierra Grande habría tenido una situación tropical o subtropical en el Silúrico-Devónico. Por otro lado el contenido de invertebrados fósiles está denotando aguas templadas.

La formación de precipitados fosfáticos también sugiere un clima cálido a templado, ya que en el pasado los depósitos fosfáticos se originaron en latitudes bajas a intermedias. En el origen de las fosforitas interviene un control latitudinal, entre otros factores (Sheldon, 1964; Cook y Mc Elhinny, 1979).

En las condiciones de clima mencionadas el contenido de hierro en el agua fluvial puede ser lo suficientemente elevado como para explicar la sedimentación de estratos ferríferos (Gruner, *op. cit.*; Gill, 1927; James, 1954).

Si bien la manera de transporte del hierro es tenida como un problema por la insolubilidad de los compuestos férricos, los minerales presentes sugieren que el elemento

pudo ser conducido al estado férrico y ferroso como coloide, como gel y en solución (Moore y Maynard, 1929; Polynov, 1937; Garrels *et al.*, 1973).

La precipitación de los minerales en la cuenca también tiene sus inconvenientes, aunque posiblemente ella es el resultado del pH y del potencial redox o Eh dominante en la misma.

El ambiente de deposición para sedimentos químicos fue estudiado por Krumbein y Garrels (1952), Garrels (1960) y Garrels (1965) quienes demostraron que el pH y Eh del medio acuoso es el principal elemento de control de la sedimentación química.

De acuerdo con los mencionados estudios la sedimentación debió tener lugar en un medio ambiente de Eh positivo y bajo un pH entre 7 y 7,8, semejante al que Petráněk (1964) sugiere para los depósitos ferríferos ordovícicos.

El rango de pH citado explica, por otro lado, la ausencia de precipitados de carbonato de calcio y manganeso que lo hacen bajo rangos mayores, aunque la ausencia de precipitados carbonáticos también se explicaría por una alta concentración de hierro y baja de calcio en la solución (Garrels y Christ, *op. cit.*).

Para obtener el rango de pH 7 a 7,8 para que se produjera la sedimentación de bancos ferríferos en la cuenca de Sierra Grande debemos postular, tal como hacen Woolnough (1941), Valvano (1954) y Navarro (1960), una cuenca de circulación restringida relativamente aislada del mar abierto. De esta manera las aguas fluviales podrían reducir el pH 8 de las aguas de mar al pH necesario para permitir la deposición de los estratos ferríferos. El paleoambiente idealizado para los depósitos ferríferos del tipo de Sierra Grande es semejante al golfo de Maracaibo o al mar de Azov (Kimberley, 1977).

El reconocer si los minerales de hierro son precipitados originales o han sufrido cambios postdeposicionales también acarrea dificultades.

Hay observaciones de reemplazos diagenéticos de fósiles por minerales de hierro y, en algunos casos, de minerales anteriores (Cayeux, 1909, 1922; Deverin, 1945), pero también se ha demostrado que los minerales actuales pueden ser primarios (Hallimond, 1925; James, 1951, 1954).

De acuerdo con Moore y Maynard (*op. cit.*) los electrolitos ordinarios del agua marina precipitan óxido férrico hidratado a partir de coloides de óxido férrico estabi-

lizados por materia orgánica o de geles de óxido férrico.

Estudios más recientes traen sugerencias similares, es decir que los precipitados primarios habrían sido hidróxido férrico amorfo, hidróxido ferroso amorfo y una mixtura de hidróxidos férrico y ferroso que se habrían convertido en hematita el primero y en magnetita los segundos durante la diagénesis (Cumberlidge y Stone, 1964; Berner, 1969; French, 1973; Garrels *et al.*, 1973; Eugster y Chou, 1973).

Del mismo modo la clorita ferrífera pudo formarse como tal durante la diagénesis a partir de geles de hierro, sílice y alúmina (Polinov, French, Garrels *et al.*, Eugster y Chou). De acuerdo con Krumbein y Garrels (*op. cit.*) los silicatos de hierro se originan en un amplio rango de valores Eh debido a la variable relación  $FeO/Fe_2O_3$  dentro de ellos mismos.

Valvano (1954) piensa que la hematita de Sierra Grande se formó a expensas de la clorita ferrífera durante la diagénesis, pero como sugieren Caillere y Kraut (1964) la coexistencia de hierro ferroso y férrico en la asociación mineral puede deberse a que no han sufrido mayores cambios postdeposicionales. La alternancia de clorita ferrífera y hematita (silicato y óxido) en parte de las oolitas señala que ambos son contemporáneos y se formaron bajo las mismas condiciones químicas (Hayes, 1915).

La magnetita es un componente de reorganización metamórfica en los Yacimientos Sur y Este y parcialmente lo es, además, en el Yacimiento Norte y en loma Alfaro, pero haciendo abstracción del fenómeno metamórfico este mineral es también un constituyente primario de los bancos ferríferos.

En cuarcitas del afloramiento Oriental hallamos cristales dispersos de magnetita; en loma Alfaro un sondeo atravesó estratos de magnetita parcialmente martitizada (Zanettini *et al.*, 1979); en el afloramiento Meridional por debajo del Horizonte Rosales se encontraron en subsuelo arenas con magnetita (Lic. Luis Méndez, com. pers.) y en loma del Rodeo el banco ferrífero está compuesto por magnetita martitizada.

Los casos expuestos pueden corresponder a concentraciones residuales en sectores muy próximos a la costa o bien la magnetita se formó, como sugiere James (1954), a la temperatura normal en condiciones límites entre un medio oxidante y un medio reductor. Una solución neutral o levemente alcalina favorece la precipitación de magnetita



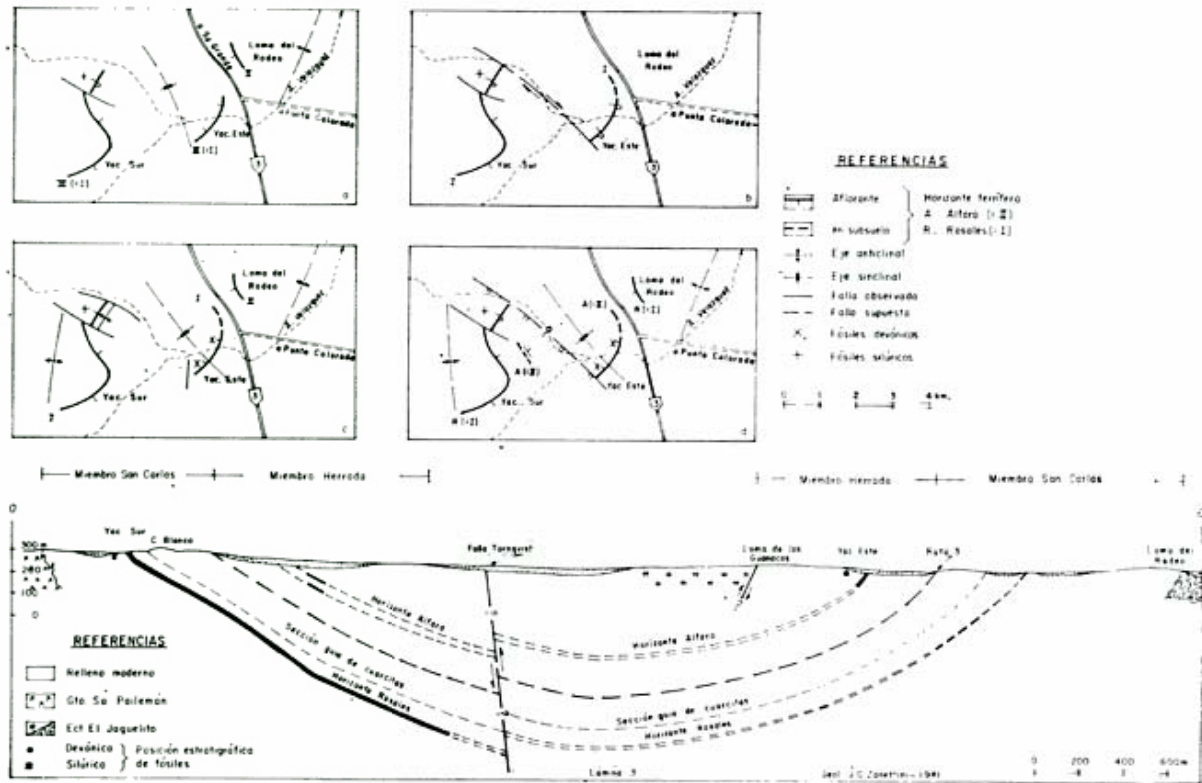


Lámina 3. — Formación Sierra Grande. Estructura y perfil esquemático del afloramiento meridional

dentro de un potencial redox bajo a muy bajo (Garrels y Christ) lo cual estaría avalado, en loma del Rodeo, por la presencia de nódulos fosfáticos y concreciones calcáreas. En esta parte de la cuenca habrían existido localmente condiciones reductoras o levemente reductoras que favorecieron la formación de magnetita y fosfatos (Lunar y Amoros, 1979).

En cuanto a la magnetita que se halla en el Yacimiento Norte y en los extractos aflorantes en el extremo sur de loma Alfaro más bien parece haberse originado, como estima Valvano (1954), a expensas de la clorita ferrífera y hematita durante la diagénesis más profunda por reacción del hierro ferroso con el férrico (Gruner, 1926; Harder, 1964).

La martita se halla como granos redondeados constituyendo el núcleo de oolitas en el Yacimiento Norte; esa martita es redepositada y ello nos indica la posible existencia de cuerpos ferríferos anteriores en el complejo metamórfico subyacente y, en consecuencia, en el área de aporte. Pero también la martita reemplaza a magnetita en los afloramientos al norte y al sur de Sierra Grande y en este caso, tal como Valvano (1954), la consideramos un resultado de las

etapas finales del proceso metamórfico ocasionado por las intrusiones granodioríticas.

Con referencia a la ganga, su composición mineral es similar a la de las oolitas por lo que puede haberse formado simultáneamente como sugieren Caillere y Kraut (*op. cit.*).

Localmente en el Yacimiento Norte se encuentra apatita como ganga. La precipitación de apatita depende de que la concentración de fosfatos en el agua de mar sea alta y mayor que la de carbonato (Guldbrandsen, 1969). La ganga fosfática pudo introducirse por precipitación directa favorecida por temperaturas templadas de aguas someras en un sector restringido o semirestringido de la cuenca (Fuller, 1979), con un potencial redox negativo aunque con un pH 7 a 7,8 como el propuesto (Krumbein y Garrels).

El fosfato pudo ser llevado en solución por aguas fluviales a la cuenca de deposición y/o proveniente de la disolución de organismos fosfáticos en la proximidad de la costa.

En loma del Rodeo, en el Horizonte Rosales, como así también en el Horizonte Alfaro del sector occidental del afloramiento Septentrional, se encuentran pequeños nódulos fosfáticos junto a algunas concreciones

calcáreas. Ellos posiblemente se constituyeron en un estadio muy precoz de la diagénesis por precipitación y para su coexistencia debió ocurrir una concentración similar de fosfato y carbonato además de un ambiente localmente reductor y con un pH levemente alcalino (Guldbrandsen, *op. cit.*). Fosforitas de bajo grado se forman diagenéticamente inmediatamente debajo de la interfase sedimento-agua (Cook y Mc Elhinny, *op. cit.*).

## Edad

Los primeros hallazgos de invertebrados fósiles efectuados por Valvano y que fueran estudiados por A. Leanza y Camacho, llevaron a definir una edad Mesopaleozoica para la Formación, pero de real importancia fueron los realizados por Müller, en particular los fósiles *Clarkeia antisimensis* y *Conularia quichua*.

El primero fue ubicado en el Miembro San Carlos, en la loma de los Fósiles, en sedimentitas infrayacentes al Horizonte Rosales. Dicho braquiópodo indica una edad wenlockiana-ludloviana.

El segundo fue localizado en el Miembro Herrada, por encima del Horizonte Alfaro, en el Yacimiento Este y señala edad Devónica inferior.

Consecuentemente la Formación Sierra Grande queda comprendida en el lapso Silúrico superior-Devónico inferior.

Si bien la ubicación de los fósiles hallados no permite definir con certeza el límite entre las dos épocas, compartimos el criterio de Braitsch de colocar el límite Silúrico-Devónico en el techo del potente espesor de cuarcitas gris mediano (sus "kammquartzite").

## Estructura

Las características estructurales de la unidad son pliegues y fracturas orientadas al noroeste, en su mayor parte, resultantes de un diastrofismo intenso.

En todos los afloramientos la formación se halla plegada en anticlinales y sinclinales en su mayoría cerrados, cuyos ejes se orientan con rumbos variables entre  $315^\circ$  y  $355^\circ$ , en semejanza con lo que ocurre en las Sierras Australes Bonaerenses.

Los flancos de los pliegues son de mediana a elevada inclinación, con disímiles valores

de buzamiento de sus alas lo cual les confiere el carácter de asimétricos en su mayor parte; los planos axiales inclinan al este. En los afloramientos Septentrional y Meridional se encuentran pequeños pliegues de segundo orden y en algunos casos se ha llegado al volcamiento de capas.

El plegamiento se encuentra afectado por fallas de primer orden cuyos rechazos alcanzan en ocasiones los 500 m, por cuya causa ha sido expuesto localmente el basamento epimetamórfico.

Los rumbos variables, dentro del cuadrante noroeste, de las fracturas responden a los sistemas Comallo y Gastre (Coira *et al.*, 1975), por lo que podrían ser de carácter regmático de acuerdo con los estudios de los nombrados autores.

Son en su mayoría fallas inversas bien manifiestas donde aflora la unidad y sus superficies inclinan  $50^\circ$ - $70^\circ$  al nordeste; sus prolongaciones están ocultas por rocas más modernas y sólo es posible distinguirlas por rasgos característicos en fotografías aéreas convencionales.

Fallas de segundo orden se encuentran en los afloramientos al norte y al sur de Sierra Grande. Son también de gran rechazo, inclinando su superficie entre  $50^\circ$  y  $70^\circ$ . Posiblemente fueron reactivadas en forma tensional en un ciclo posterior ya que en ellas se alojan diques riolíticos jurásicos.

Con referencia a los ciclos diastróficos actuantes sobre la entidad, ellos fueron el Caledónico y el Variscico. Atribuimos a la fase Diluhética del primero el movimiento epirogénico que dio lugar al proceso regresivo representado por el Miembro Herrada, pero dentro del segundo ciclo nombrado es difícil establecer que fase o fases pueden haber originado las estructuras.

Tal como Varela (1978) postula para la deformación de sus sedimentos tectogenéticos de las Sierras Australes, probablemente los rasgos estructurales se originaron en movimientos compresivos del Devónico medio a Carbónico inferior (Precordilleránicos-Chánicos).

En ciclos posteriores el fallamiento fue reactivado lo cual es demostrado por el contacto de falla entre la Formación Sierra Grande y el Granito Sierra Pailemán en el afloramiento Septentrional y por el hecho de que diques riolíticos ocupen algunas fracturas.



### Posición estratigráfica del horizonte ferrífero del Yacimiento Este

La mayoría de los colegas que han tenido oportunidad de efectuar estudios en el afloramiento Meridional han pensado que el horizonte ferrífero del Yacimiento Este se correlaciona con el horizonte que se explota en el Yacimiento Sur; solamente Demag dejó entrever, aunque sin definirse, una posibilidad contraria.

Zöllner consideró que los Yacimientos Sur y Este componen las alas de un sinclinal y correlacionó ambos horizontes minerales (fig. a). La misma idea, aunque dubitativamente, fue expresada por Valvano (1957).

Navarro sostuvo que no existe tal sinclinal sino que el Yacimiento Este se correlaciona con el extremo norte del Yacimiento Sur, habiéndose desplazado a su posición actual por causa de una falla transcurrente (falla Törnqvist). Por otra parte opina que el extremo norte del Yacimiento Sur y todo lo que es el Yacimiento Este se hallan volcados al este (fig. b).

Demag, sin definirse, consideró la posibilidad de que el Yacimiento Este se encuentre estratigráficamente algunos cientos de metros sobre el Sur, basado en contenidos fosilíferos y algunas diferencias petrológicas en la roca de campo. A pesar de ello elaboró sus ideas estructurales sobre la base de la hipótesis de Valvano y Zöllner y descartó la existencia de la falla Törnqvist; además sostuvo que el extremo norte del Yacimiento Sur no se halla volcado sino que es la nariz desplazada del anticlinal complementario del sinclinal. Igual que los anteriores, correlacionó los horizontes ferríferos (fig. c).

Teniendo en cuenta nuestras observaciones en el terreno, la ubicación estratigráfica de los fósiles hallados por Müller en los Yacimientos Sur y Este y las edades que ellos ponen de manifiesto, consideramos que el horizonte ferrífero del Yacimiento Este es el Horizonte Alfaro situado estratigráficamente por encima del Horizonte Rosales que se explota en el Yacimiento Sur (fig. d).

Tal consideración se fundamenta en:

- 1) La secuencia litológica en el Yacimiento Sur, inclinada hacia el este, es

semejante (con algunos cambios de facies dados por el ambiente de sedimentación) a la secuencia litológica que se observa en loma del Rodeo-Yacimiento Este, inclinada hacia el oeste.

- 2) De acuerdo con la posición de algunas estructuras sedimentarias primarias, el extremo norte del Yacimiento Sur se encuentra volcado hacia el este mientras que el Yacimiento Este está en posición normal.
- 3) El horizonte ferrífero del Yacimiento Sur subyace a la sección de ortocuarzitas guía, mientras que el horizonte mineral del Yacimiento Este sobreyace a dicha sección.
- 4) Los fósiles del Yacimiento Sur señalan para su cuerpo ferrífero edad Silúrica superior, en tanto que los fósiles del Yacimiento Este indican para su horizonte edad Devónica inferior.
- 5) Es posible la existencia de la falla Törnqvist, aunque con desplazamiento vertical y no de rumbo.

En atención a lo expresado nuestra conclusión es que el horizonte ferrífero que se explota en el Yacimiento Sur es el Horizonte Rosales u Horizonte I y se correlaciona con el que aflora en loma del Rodeo, al este de la ruta nacional N° 3, mientras que el horizonte mineral del Yacimiento Este es el Horizonte Alfaro u Horizonte II y se correlaciona con el que aparece en los tramos superiores de los sondeos DGS 1 y DGS 2 del Yacimiento Sur. Estamos en presencia de una estructura sinclinal posiblemente fallada (fig. e).

### Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a las autoridades de la Dirección General de Fabricaciones Militares por permitir la publicación de este trabajo y a la Lic. Graciela Santamaría por los estudios petrográficos.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1894. *Enumerática synoptique des especes de mamiferes fossiles des formations éocenes de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIII, Córdoba.

- Angelelli, V., 1946. *La geología y génesis del yacimiento ferrífero de Zapla, mina "9 de Octubre" (Dto. de la Capital, provincia de Jujuy)*. Asoc. Geol. Arg., Rev., I (2): 117-149, Buenos Aires.
- Berner, R. A., 1969. *Goethite stability and the origin of red-beds*. Geochim. et cosmochim., 3: 267-273.
- Borchert, T. H., 1960. *Genesis of marine sedimentary iron ores*. Inst. Min. Metall. Trans., 69: 261-279.
- Braitsch, O. von, 1965. *Das Paläozoikum von Sierra Grande (Rio Negro, Argentinien) und die altkaledonische faltung in östlichen andenvorland*. Sonder. Geol. Rundsch., Band., 54: 698-714, Stuttgart.
- Brockamp, B., 1942. *Zur eutstehung deutscher eisenerz-legersatten*. Arch. Lagerstättenforsch, H 75: 1-186, Berlin.
- Caillere, S. y F. Kraut, 1964. *Mise au point sur la composition mineralogique et la génesis des mineraís de fer oolithiques de France*. XXII Intern. Geol. Cong., V: 118-129, New Delhi.
- Cayeux, L., 1909. *Les mineraís de fer oolithique de France*. II. Mineraís de fer primaires. Imprim. Nation., Paris.
- 1922. *Les mineraís de fer oolithique de France*. II. Mineraís de fer secondaires. Imprim. Nation., Paris.
- Coira, B. L., F. Nullo, C. Proserpio y V. A. Ramos, 1975. *Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincia de Río Negro y Chubut), República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 361-383, Buenos Aires.
- Cook, P. J. y M. W. Mc Elhinny, 1979. *A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the lighth of the plate tectonics*. Econ. Geol., 74 (2): 315-330.
- Cuerda, A. J. y B. A. Baldis, 1971. *Silúrico-Devónico de la Argentina*. Ameghiniana, VIII (2): 128-164, Buenos Aires.
- Cumberlidge, J. T. y J. G. Stone, 1964. *The vulcan Iron Formation at the Groveland Mine, Iron Mountain, Michigan*. Econ. Geol., 59 (6): 1094-1106.
- De Alba, E., 1960. *Acerca de la estructura geológica en Sierra Grande y su aplicación económica, Río Negro*. I Jorn. Geol. Arg., II: 53-64, Buenos Aires.
- 1964. *Descripción geológica de la Hoja 41 j Sierra Grande (provincia de Río Negro)*. Dir. Nac. Geol. Min., Bol., 97, Buenos Aires.
- Demag, 1963. *Estudio geológico de los yacimientos Sur, Este y Norte de Sierra Grande, Río Negro, Argentina*. Duisburg (traducción Misipa S.A.G.A.). Hipasam, inédito, Sierra Grande.
- Deverin, L., 1945. *Etude petrographique des mineraís de fer oolithique du Dogger des Alpes suisses*. Beitr. Geol. Schweiz, Lieferung 13, II.
- Eugster, H. P. e I. M. Chou, 1973. *The depositional environments of precambrian banded iron-formations*. Econ. Geol., 68 (7): 1144-1168.
- French, B. M., 1973. *Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron-formation*. Econ. Geol., 68 (7): 1063-1074.
- Fuller, O. A., 1979. *Phosphate occurrences on the western and suthern coastal areas and continental shelves of Southern Africa*. Econ. Geol., 74 (2): 221-231.
- Garrels, R. M., 1960. *Mineral equilibria*. Harper y Bros, New York.
- Garrels, R. M. y C. Christ, 1965. *Solutions, minerals and equilibria*. Harper y Row, New York.
- Garrels, R. M., E. A. Perry (h.) y F. T. Mackenzie, 1973. *Genesis of precambrian iro-formations and the development of atmospheric oxigen*. Econ. Geol., 68 (7): 1173-1179.
- Gelos, E. M., 1977. *Metamorfismo de contacto en el Yacimiento Sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXII (2): 99-110, Buenos Aires.
- Gill, J. E., 1927. *Origin of the Gunflint Iron-bearing Formations*. Econ. Geol., 22: 687-728.
- Gross, G. A., 1964. *Primary features in Cherty-Iron Formations*. XXII Intern. Geol. Cong., V: 102-117, New Delhi.
- Gruner, J. W., 1922. *The origin of the sedimentary iron formations*. Econ. Geol., 17: 407-460.
- 1926. *Magnetite-martite-hematite*. Econ. Geol., 21: 375-393.
- Guldbrandsen, R. A., 1969. *Physical and chemical factors in the formation of marine apatite*. Econ. Geol., 64 (4): 365-382.
- Hallimond, A. F., 1925. *Iron ores: beded ores of England and Wales*. Spec. Rep. Min. Resours., Petrog. Chemic. G. Britain, Geol. Surv., Mem. 29.
- Harder, H., 1964. *On the diagenetic origin of Berthierin (chamositic) iron ores*. XXII Intern. Geol. Cong. (V): 193-198, New Delhi.
- Hayes, A. O., 1915. *Wabana iron ore of Newfoundland*. Geol. Surv. Canada, Mem. 78.
- James, H. L., 1951. *Iron Formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan*. Bull. Geol. Soc. Amer., 62: 251-266.
- 1954. *Sedimentary facies of iron-formation*. Econ. Geol., 49: 235-293.
- 1966. *Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks*. In: *Data of Geochemistry*. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 440-W.
- Kimberley, M. M., 1977. *Iron Formations and sedimentary uranium deposits*. In: *Ore Deposits Workshop*. Univ. of Toronto, Dep. of Geol.: 101-155.

- 1978. *Paleoenvironmental classification of Iron Formations*. Econ. Geol., 73 (2): 215-229.
- 1980. *The Paz Rio oolitic inland-sea Iron Formation*. Econ. Geol., 75 (1): 97-106.
- Klammer, G., 1964. *Die Palaözoischen eisenerze von Sierra Grande, Argentinien*. Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, XVII (10): 534-541.
- Krumbein, W. C. y R. M. Garrels, 1952. *Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials*. J. Geol., 6: 1-33.
- Krumbein, W. C., R. M. Garrels y L. L. Sloss, 1969. *Estratigrafía y sedimentación*. UTEHA, Méjico.
- Lunar, R. y J. L. Amoros, 1979. *Mineralogy of the oolitic iron deposits of the Ponferrada-Astorga zone, northwestern Spain*. Econ. Geol., 74 (4): 751-762.
- Malvicini, L. y E. Llambías, 1974. *Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia de Chubut*. V Cong. Geol. Arg., II: 185-202, Buenos Aires.
- Moore, E. S. y J. E. Maynard, 1929. *The solution, transportation and precipitation of iron and silica*. Econ. Geol., 24: 51-64.
- Müller, H. von, 1965. *Zur altersfrage der eisenerzlagerstätte Sierra Grande, Río Negro*. In: *Nordpatagonien aufgrund neuer fossilfunde*. Sonderd. Geol. Rundsch. Ban, 54: 715-732, Stuttgart.
- Navarro, H., 1960. *Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro*. I Jorn. Geol. Arg., II. Buenos Aires.
- Núñez, E., E. W. de Bachmann, I. Ravazzoli, A. Britos, M. Franchi, A. Lizuain y E. Sepúlveda, 1975. *Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina*. II Cong. Ibero-Amer. Geol. Econ., IV: 247-266, Buenos Aires.
- Petraneck, J., 1963. *Shallow water origin of the Early Paleozoic oolitic iron ores*. VI Intern. Sediment. Cong., Belgium.
- 1964. *Ordovician. A major epoch in iron ore deposition*. XXII Intern. Geol. Cong., XV: 51-57, New Delhi.
- Pettijohn, F. J., 1963. *Rocas sedimentarias*. Eudeba, Buenos Aires.
- Polynov, B. B., 1937. *The cycle of weathering*. Murby, London.
- Ramos, V. A., 1975. *Geología del sector oriental del macizo nordpatagónico*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX (3): 274-285, Buenos Aires.
- Sheldon, R. P., 1964. *Paleolatitudinal and palaeogeographic distribution of phosphate*. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 501-C: 106-113.
- Stipanovic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somuncurá*. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba: 591-599, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., E. J. Methol, F. Rodrigo, O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. *Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXIII (2): 67-98, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1960. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol., XLI (2): 163-196, Córdoba.
- Valencio, D. A., 1969. *El paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la provincia de Mendoza*. IV Jorn. Geol. Arg., II: 375-396, Buenos Aires.
- Valvano, J. A., 1949. *Depósitos ferríferos de Sierra Grande*. D.G.I.M., inédito, Buenos Aires.
- 1954. *Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Grande*. Asoc. Geol. Arg., Rev., IX (4): 193-209, Buenos Aires.
- 1957. *Los yacimientos de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro*. Dir. Nac. Min., inédito, Buenos Aires.
- van Hise, C. R. y C. K. Leith, 1911. *The geology of the Lake Superior region*. U.S. Geol. Surv., Mem. 52.
- 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.
- Woolnough, W. G., 1941. *Origin of banded iron deposits - a suggestion*. Econ. Geol., 36: 465-489.
- Zannettini, J. C. M., E. E. Rossi y R. Curcio, 1979. *Prospección geológico-geofísica de mineral de hierro: zona Valcheta-Sierra Grande; sector Sierra Grande (provincias de Río Negro y Chubut)*. Dir. Gen. Fab. Mil., inédito, Mendoza.
- Zöllner, W., 1951. *Informe geológico-económico del yacimiento ferrífero de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro*. Dir. Nac. Min., inédito, Buenos Aires.

Recibido: 26 de marzo, 1981

JUAN C. M. ZANNETTINI

Dirección General de Fabricaciones Militares  
sede Mendoza