

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XL - N^{os.} 1-2
Enero - Junio
Buenos Aires 1985

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA (1983 - 1985)

Presidente: DR. FRANCISCO E. NULLO; **Vicepresidente:** DR. CARLOS A. CINGOLANI;
Secretario: LIC. EDUARDO ESPISÚA; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; **Vocales titulares:** LIC. ROBERTO N. PAGE, LIC. GABRIEL PANDO, DR. MARIO MAZZONI; **Vocales Suplentes:** LIC. RAÚL DE BARRIO, LIC. MARCOS MOZETIC, DR. OSCAR LÓPEZ GAMUNDI

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. VÍCTOR A. RAMOS
Coordinadores: LIC. GRACIELA MARÍN, LIC. JULIO LAGE

COMITE EDITORIAL

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

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Ricardo Clavijo, Casa 8287, B° S. Martín este, 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Vélez Sarfield 229, 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieri de Vega, C. C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Daniel Poire, Museo de La Plata, Paseo del Bosque, 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. José L. Cionci, Centro de Geología de Costas, Tucumán 2473, 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. Jorge Anselmo Solís, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, 5519 S. José.
Mendoza: Lic. R. Pombo Distrito Geol. Explor. YPF, Salta 672, Godoy Cruz, 5501 Mendoza.
Mina Aguilar: Pablo Diecidido, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica N° 1 C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Lic. Marta Franchini de Giusano, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú, Univ. Nac. de Río Cuarto, Est. N° 9, 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Lic. Liliana M. de Rozenbaum, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Oscar R. Cabrera, 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 Bernabé de Greco, ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Lic. Silvio A. Peralta, Av. del Libertador 1106, Oeste, 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: Lic. Carlos J. 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, B° Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Dist. 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).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Lic. Magdalena Koukharsky, Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky, San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez, Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos 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 Hidricas: Lic. Graciela S. Felici, 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. Luis E. Fauque, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin, Seção de Bioestratigrafia, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife, Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Roster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson, Dep. Geol. Univ. Chile, Casilla 13518 - C. 21, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo - C.C. 1662 - Asunción.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA, Revista

TOMO XL

Enero - Junio 1985

Nº 1-2

HOMENAJE AL PROFESOR DOCTOR ARMANDO F. LEANZA (1919-1975)



"...falleció el 24 de marzo de 1975 rodeado del respeto y afecto de sus colegas y amigos..."

Juan Carlos M. Turner*

El presente tomo de la Revista de la Asociación Geológica Argentina está dedicado a la memoria del profesor doctor Armando F. Leanza, eminente científico argentino, internacionalmente reconocido por su labor en el campo de las investigaciones geológicas y paleontológicas. Al cumplirse diez años de su fallecimiento, este homenaje expresa la gratitud de la comunidad geológica argentina al insigne maestro.

La visión retrospectiva de la vida y obra del doctor Leanza nos revela, ahora más nítidamente, el agudo perfil de una personalidad brillante. Su tarea científica y docente, perdurable en el tiempo, y de indubitable vigencia, nos sigue mostrando la solidez de los fundamentos científicos en los que apoyaba su vigor intelectual, su entrañable vocación naturalista y su apasionada percepción de hombre inquieto y tenaz.

La prestigiosa Universidad de La Plata lo vio acercarse resueltamente en busca de las primeras respuestas. La sabia orientación del doctor Joaquín Frenguelli alumbró en el noble alumno la vocación definitiva a la que, el joven Leanza, le agregó el zumo del esfuerzo y la labor sin pausas. No sorprende entonces, que en los primeros quince años de su actividad científica, haya elaborado 43 trabajos originales, en momentos en que el apoyo y estímulo a las instituciones científicas no era precisamente generoso. Su estirpe de investigador nato, su singular agudeza, ya estaban definitivamente instalados en su espíritu.

Sus observaciones e interpretaciones geológicas abarcaron todas las ramas que su capacidad innata le señalaba: estratigrafía, geología regional y geología económica fueron frecuentemente transitadas dejando huella. Pero la paleontología fue indudablemente la receptora de especial afecto. Con paciencia encomiable pasaron por sus manos cefalópodos y trilobites, braquiópodos y pelecípodos, descollando en la taxonomía, en el estudio de formas y hábitos

* TURNER, J. C. M., 1975. Asociación Geológica Argentina, Revista. 30(3): 297

This One



YOC7-WXD-6F6P

y describiendo, con fina maestría, la interpretación sutil. El doctor Leanza vió en la Paleontología el instrumento idóneo para la resolución de los arduos problemas geológicos y es por ello, que en la mayoría de sus trabajos, no deja de estar presente el ingrediente estratigráfico.

La obra científica del Dr. Leanza se inicia a partir de 1940, cuando dió a conocer trabajos relacionados con pelecípodos liásicos y tithonianos del Neuquén que, llamativamente, aún hoy mantienen casi intacta su vigencia. En 1941 comenzó con sus publicaciones sobre trilobites, muchas de ellas con el Dr. Horacio J. Harrington, culminando ambos en 1957 la magistral obra "Ordovician Trilobites of Argentina", quizá uno de los tratados de mayor peso científico publicado hasta la fecha por científicos argentinos en el exterior.

Sus trabajos sobre cefalópodos se iniciaron en 1943, pero es la ya clásica monografía sobre los "Amonites del Jurásico Superior y del Cretácico inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza" (1945) la que le valiera la obtención del Primer Premio Nacional de Ciencias correspondiente al trienio 1943-45. La zonación propuesta para las capas limítrofes ammonitíferas jurásico-cretácicas, así como la creación de nuevos taxones de ammonites, aceptados por el Treatise of Invertebrate Paleontology, son motivo de uso cotidiano por los especialistas mundiales en la materia.

Siendo becario de la Fundación Guggenheim comenzó en 1963 la serie de contribuciones referentes al conocimiento de los cefalópodos de la Cuenca Austral argentina, que culmina con el trabajo "Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes..." (1970), obra que marca un importante hito del cual derivan numerosas investigaciones posteriores. La descripción de *Baculites* de Río Negro (1964) y de La Pampa (1967) también mantienen intacto su interés original, cuando se trata de acometer el estudio de terrenos marinos supracretácicos argentinos.

En "El llamado Triásico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina" (1948) el Dr. Leanza hace gala de un extraordinario poder de síntesis, puntualizando una por una, las erróneas determinaciones previas, llegando a la conclusión de que, en Argentina, no existe Triásico marino, y que las faunas de Brasil, Paraguay y Uruguay consideradas como pertenecientes al Triásico, corresponden ciertamente al Pérmico.

En colaboración con el Dr. C. S. Petersen elaboró el libro de texto "Elementos de Geología Aplicada" (1953) aún utilizado en altas casas de estudio y del que se llevan publicadas varias ediciones. En 1958 dió a conocer su "Geología Regional", capítulo correspondiente a la obra La Argentina, Suma de Geografía, editada por Peuser, donde introdujo con sólidas bases, el concepto de Provincia Geológica, sentando allí las ideas que, once años más tarde (1969), le permitieran dirigir el Primer Simposio de Geología Regional Argentina celebrado como uno de los actos conmemorativos del centenario de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, tradicional institución argentina de la que fuera conspicuo Miembro. Como resultado de ese Simposio, tres años más tarde salió de las prensas, dirigida y editada por el Dr. Leanza, la exitosa y por todos conocida "Geología Regional Argentina" (1972).

Su fina agudeza se ve reflejada asimismo una vez más en "Sistema de Salta, su edad, sus peces voladores..." (1969), en el cual discierne el asincronismo del Horizonte Calcáreo Dolomítico (F. Vitiácuca) con las calizas de Miraflores, y de éstas con la F. Yacoraite. Sus profundos conocimientos sobre faunas de vertebrados del Cuartario y los procesos de formación de las terrazas marinas de la costa atlántica patagónica se ven bien reflejados en "Los tiempos prehistóricos. El hombre, la flora y la fauna" publicado en la Historia Argentina editada por Plaza y Janés.

Lo precedente no es más que una rápida referencia a los aspectos más notorios de su obra científica. Ello sólo bastaría para identificar en el doctor Leanza a uno de los baluartes de la geología argentina, pero no mencionar sus largos años de docencia en las universidades de Bs. As., La Plata, Córdoba y Tucumán significaría dejar de lado una de las facetas más cálidas de su figura. La corrección y brillantez de sus clases, su fervor para inculcar en el alumno el amor al estudio, son recordados aún hoy por muchos de los que tuvieron el privilegio de tenerlo como profesor universitario.

Fue asimismo miembro fundador de dos entidades rectoras en nuestro diario quehacer: la Asociación Geológica Argentina y la Asociación Paleontológica Argentina. En sus últimos años, ya como integrante de la Secretaría de Minería e Investigador Superior del CONICET, en la creencia de que el geólogo es el pionero del desarrollo industrial de un país, volcó sus profundos conocimientos en la búsqueda de bauxitas y fosforitas, obteniendo éxitos en este último rubro en las provincias de Jujuy y Neuquén.

La Asociación Geológica Argentina, que lo cuenta como Miembro Honorario, supo de su

trabajo entusiasta y de su tarea como Presidente entre 1955 y 1957. Fallecido cuando contaba con sólo 56 años de edad, fue sin dudas uno de los grandes de la geología de nuestro país.

La Comisión Directiva

Una nómina completa de las 78 publicaciones del Dr. Leanza se encuentra en la Rev. Asoc. Geol. Argentina, 1975, 30 (3): 299, a la que cabe agregarle las siguientes aparecidas con posterioridad:

1979 H. A. LEANZA, C. A. HUGO y A. T. SPIEGELMAN. Hallazgo de rocas fosfáticas marinas en la Precordillera Sanjuanina, 6 Congr. Geol. Arg., Act., II:317-330.

1979 y H. A. LEANZA, Descripción geológica de la Hoja 37c, Catán Lil, provincia del Neuquén. Serv. Geol. Nac., Bol. 169, págs. 1-65.

EVOLUCION MAGMATICA Y RELACIONES REGIONALES DE LOS COMPLEJOS ERUPTIVOS DE LA ESPERANZA, PROVINCIA DE RIO NEGRO

CARLOS W. RAPELA Y EDUARDO J. LLAMBIAS

"Los autores desean dedicar este trabajo en homenaje a la memoria del Dr. Carlos E. Gordillo, recientemente desaparecido."

Resumen

Se realizó un estudio petrológico de los complejos ígneos neopaleozoicos reconocidos recientemente dentro del Macizo Norpatagónico, en el área de La Esperanza (Llambías y Rapela, 1984). Se efectuaron determinaciones de elementos mayoritarios y trazas (Rb, Sr, Ba, Zr) en todas las unidades del Complejo Plutónico La Esperanza (Ciclo I) compuesto de granodioritas con hornblenda y biotita y granitos biotíticos y en el Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas (Ciclo II) integrado por unidades ignimbríticas de composición dacítica y riolítica con sus equivalentes filoneanos y granitos leucocráticos e ignimbríticas de alto contenido en sílice.

Las asociaciones ígneas de ambos complejos son mayoritariamente de tipo calcoalcalino de alto contenido en potasio, con transiciones entre composiciones metaluminosas y peraluminosas. No obstante, el episodio evolutivo final del Ciclo II, representado por granitos leucocráticos y rocas filoneanas asociadas tiene, en algunos casos, una suave filiación peralcalina, con acmita normativa. Fueron identificadas cuatro tendencias o estadios evolutivos dentro de cada complejo, los cuales en general se vuelven más ácidos y alcalinos con el tiempo. Se observan relaciones de consanguineidad dentro de cada tendencia pero no entre tendencias. Cada complejo parece así constituido por varios "pulsos" magmáticos progresivamente más ácidos y separados entre sí por intervalos temporales todavía no establecidos con precisión.

La comparación del magmatismo neopaleozoico de La Esperanza con el de la Cordillera Frontal y el del bloque Sanrafaelino-Pampeano muestra llamativas similitudes petrológicas y continuidad geográfica por lo cual se considera constituyen una única provincia magmática de notable extensión regional a la cual se denominó Provincia Magmática Cuyano-Norpatagónica. Sus características litológicas, petrológicas, geoquímicas, ambientes tectónicos de emplazamiento y la mineralización asociada fueron analizadas en forma comparada con las Sierras Pampeanas y algunos batolitos mesozoicos circumpacíficos.

Abstract

The magmatic characteristics and evolution of the eruptive sequences in a sector of the Northpatagonian Massif recently mapped in detail (Llambías and Rapela, 1984) are described within the context of the Upper Palaeozoic andean magmatism. Major and trace (Rb, Sr, Ba, Zr) elements were determined in all units of both La Esperanza Plutonic Complex (hornblende-biotite granodiorites and biotite granites-Cycle I) and the Dos Lomas Plutonic-Volcanic Complex (dacitic and rhyolitic ignimbrites and high silica leucogranites and ignimbrites-Cycle II).

Both complexes are mostly composed by high-K calcalcalic associations showing metaluminous to peraluminous transitions. Nevertheless, mildly peralkaline compositions, acmite normatives, were found in the final magmatic episodes of the cycle II, represented by leucogranites and associated dykes. Four main magmatic episodes with distinctive chemical trends that show an overall increasing acidity and alkalinity were recognized within each complex. Clear consanguinity relationships relate rocks of a given petrographic unit but the trends of the different units of a complex do not follow a co-linear pattern. Each complex appear then to be composed by several progressively more acidic magmatic pulses emplaced at epizonal levels (Cycle I) and subvolcanic to surface levels (Cycle II) during a period of time not yet well established.

The chemical evolution of the eruptive sequences of the Northpatagonian Massif resembles closely those described for the Upper Palaeozoic magmatism of the Frontal Cordillera Magmatic Belt and the Sanrafaelino-Pampeano geological province. These results allow to define a single and extensive province, the Cuyano-Northpatagonian Magmatic Province, which shows a remarkable geographical continuity. Its petrological, geochemical and ore deposit characteristics are compared with those of the Pampean Ranges and some circumpacific mesozoic batholiths.

Introducción

El conocimiento petrológico de los complejos plutónicos y plutónico-volcánicos que constituyen el Macizo Norpatagónico está limitado a observaciones petrográficas muy regionales y dataciones radimétricas aisladas, por lo que sus características evolutivas cronocomposicionales así como la vinculación con el magmatismo de otras regiones, son poco conocidas. La realización de un reconocimiento petrológico básico es importante no solo a los fines de reconstruir la historia geológica del Macizo sino como sustento para una evaluación más precisa de sus recursos minerales, obtención de criterios de prospección geoquímica e identificación de provincias metalogénicas. Esta contribución intenta dar respuesta a algunos interrogantes mayores basándose en un estudio de relativo detalle en un área piloto escogida con ese propósito. No obstante, es indudable que las conclusiones extraídas deberán ser ampliadas, confrontadas y seguramente reformadas en parte a la luz de estudios similares en otros sectores de esta extensa provincia morfoestructural.

El estudio geológico y petrográfico previo del área de La Esperanza permitió identificar y mapear una serie de unidades ígneas de amplia distribución regional, las que se asignaron a dos complejos magmáticos denominados Complejo Plutónico La Esperanza y Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas respectivamente (Llambías y Rapela 1984). Estas unidades ígneas fueron muestreadas en detalle a los fines de realizar un estudio petrológico-geoquímico con el objeto de identificar las principales características composicionales-evolutivas de los complejos y sus posibles relaciones regionales. De esta manera se efectuó el análisis químico de elementos mayoritarios y trazas (Rb, Sr, Ba, Zr) en 55 muestras cuya distribución se muestra en el cuadro estratigráfico simplificado de la región estudiada (véase cuadro 1) y en el mapa geológico del área (cf. Llambías y Rapela, *op. cit.*).

Mediante diagramas composicionales, diagramas de variación, composiciones normativas y comparaciones con la petrología experimental realizadas con esos datos se elaboró un esquema de la evolución magmática en dos ciclos compuestos a su vez de varios pulsos no comagmáticos que se hacen más ácidos con el tiempo. El tipo de magma predominante es el calcoalcalino, con carácter aluminico transicional (metaperaluminoso). Hacia la finalización del segundo ciclo se emplazan ignimbritas riolíticas y granitos leucocráticos de alto contenido en sílice, estos últimos con una suave filiación peralcalina.

La comparación en detalle del magmatismo neopaleozóico de La Esperanza con el de Cordillera Frontal y el del bloque San Rafaelino-Pampeano permitió establecer que los mismos constituyen una única provincia magmática de vasta y continua distribución areal a la que se denominó Provincia Magmática Cuyano-Norpatagónica. Sus características geológicas, geocronológicas y geoquímicas fueron comparadas con las del plutonismo granítico de las Sierras Pampeanas y el batolito de la costa del Perú.

Metodología y Resultados Analíticos

Previo cuarteo, no menos de 300 g de muestra fueron pulverizados a malla 200 en molinda de carburo de tungsteno.

Las técnicas para la determinación de elementos mayoritarios así como su precisión y exactitud fueron descriptas en trabajos anteriores (Dalla Saida, *et al.*, 1981; Rapela *et al.*, 1982). Las determinaciones de Rb, Sr, Ba y Zr se realizaron por fluorescencia de rayos X según la metodología propuesta por Miniussi *et al.*, (1980). Los resultados analíticos se muestran en los cuadros 2, 3 y 4 conjuntamente con la norma CIPW de las muestras analizadas, calculadas por computación según el procedimiento descripto por Hutchison (1975).

Tipología Magmática

Para la caracterización del/o los tipos de magma que conformaron los complejos eruptivos se utilizaron los índices de Shand en forma ortogonal (Rapela, 1982) y el diagrama AFM (véase figuras 1 y 2). La figura 1 muestra que la amplia mayoría de las unidades ígneas de ambos complejos son subalcalinas en tanto que la ausencia de enriquecimientos en hierro en el diagrama AFM es característica de **asociaciones calcoalcalinas** (fig. 2; cf. Irvine y Baragaar, 1971; Gill, 1981). Se apartan parcialmente de este comportamiento el Granito Calvo y diques leucoriolíticos que muestran transiciones a composiciones **levemente peralcalinas** (fig. 1.) Se aclara, no obstante, que los granitoides mencionados son mineralógicamente del tipo subsolvus (dos feldespatos) con ausencia modal de minerales ferromagnésicos alcalinos, por lo que, en opinión de los autores, no correspondería aplicar el término **granito alcalino** que se reservaría para granitos hipersolvus (un feldespato) químicamente peralcalinos, los que comúnmente llevan asociados a su vez minerales ferromagnésicos alcalinos. La aparición de estas variedades leucoriolíticas y leucograníticas con afinidades peralcalinas señalan la culminación de ciclos bien definidos dentro de la evolución magmática neopaleozóica.

ca.

Desde el punto de vista de la saturación en alúmina tanto las unidades del Complejo Plutónico La Esperanza como las del Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas presentan transiciones entre composiciones metaluminosas y peraluminosas lo cual puede considerarse un atributo general del magmatismo de la región (fig. 1). La transición en la saturación en alúmina es digna de ser notada ya que los complejos ígneos estudiados tendrían características composicionales intermedias entre los típicos batolitos peraluminosos del Paleozoico inferior-medio de las Sierras Pampeanas y la de algunos batolitos metaluminosos de edad cretácico-terciaria del margen continental pacífico (véase fig. 3). Las rocas ígneas de la Cordillera Frontal también poseen estas características, similitud que se analiza con detalle más adelante (fig. 3).

Las rocas ígneas de ambos complejos son sobresaturadas en sílice, con cuarzo normativo (véase cuadros 2, 3 y 4). Algunas unidades del Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas como la Ignimbrita Riolfítica Las Pampas, el Granito Calvo y diques leucoriolíticos están compuestos casi exclusivamente por magmatitas de alto contenido en sílice (>75 %). Respecto de las relaciones SiO_2-K_2O tienen típicamente altos contenidos de K_2O (Llambías y Rapela, op. cit.).

Composiciones Normativas

Las relaciones normativas entre los componentes félsicos del sistema granítico en los complejos eruptivos se muestran en las figs. 4 y 5. Los mínimos térmicos y eutécticos del sistema Q-Ab-Or- H_2O a diferentes valores de la $P H_2O$ determinados por Luth

et al. (1964) se muestran también en la fig. 4.

En el diagrama Q-Ab-Or las unidades ígneas de ambos complejos se disponen formando un apretado conjunto en la parte central del sistema (figura 4). De esta configuración se apartan únicamente cuatro muestras correspondientes al Domo Riolfítico y la Riolita Las Pampas del Complejo Dos Lomas. Algunas de estas muestras tienen evidencias microscópicas de alteración de plagioclasas por fenómenos postmagmáticos (Llambías y Rapela op. cit.) por lo que su configuración magmática primaria puede haberse modificado.

Debido al carácter leucocrático y al bajo contenido de An de la mayoría de las unidades del Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas (fig. 5) su composición se aproxima bastante a la del sistema Q-Ab-Or- H_2O . Estas rocas tienden a agruparse próximas a los mínimos térmicos de 1/2 y 1 Kb de $P H_2O$, lo cual está de acuerdo con el carácter volcánico a subvolcánico de este complejo. La rocas de la facies equigranular de la Granodiorita Prieto que definen los estadios iniciales de la evolución del Complejo Plutónico La Esperanza (véase la sección siguiente) están en general levemente desplazados hacia composiciones más ricas en Ab, coincidiendo con los mínimos entre 2 y 3 Kb de $P H_2O$. Estos resultados sugieren también equilibrios sólido-líquido a bajas presiones de vapor de agua, e indirectamente un emplazamiento plutónico a niveles altos (epizona).

Evolución Magmática de los Complejos Ígneos

La evolución de los complejos ígneos se estudió mediante gráficos composiciona-

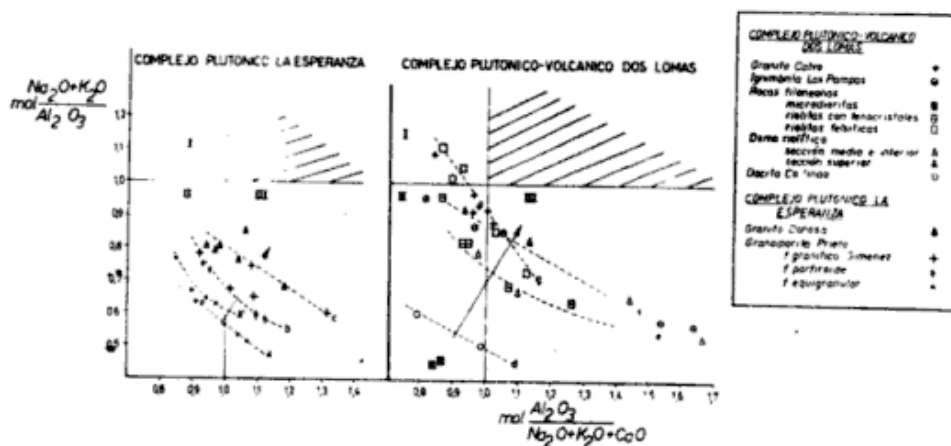


Fig. 1: Índices de Shand de las rocas ígneas de La Esperanza. Las tendencias "a", "a'", "b" y "c" identificadas en el Complejo Plutónico La Esperanza y las similares "d", "e", "f" y "g" del Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas se han marcado con líneas de puntos. Las líneas llenas indican el sentido general de la evolución magmática.

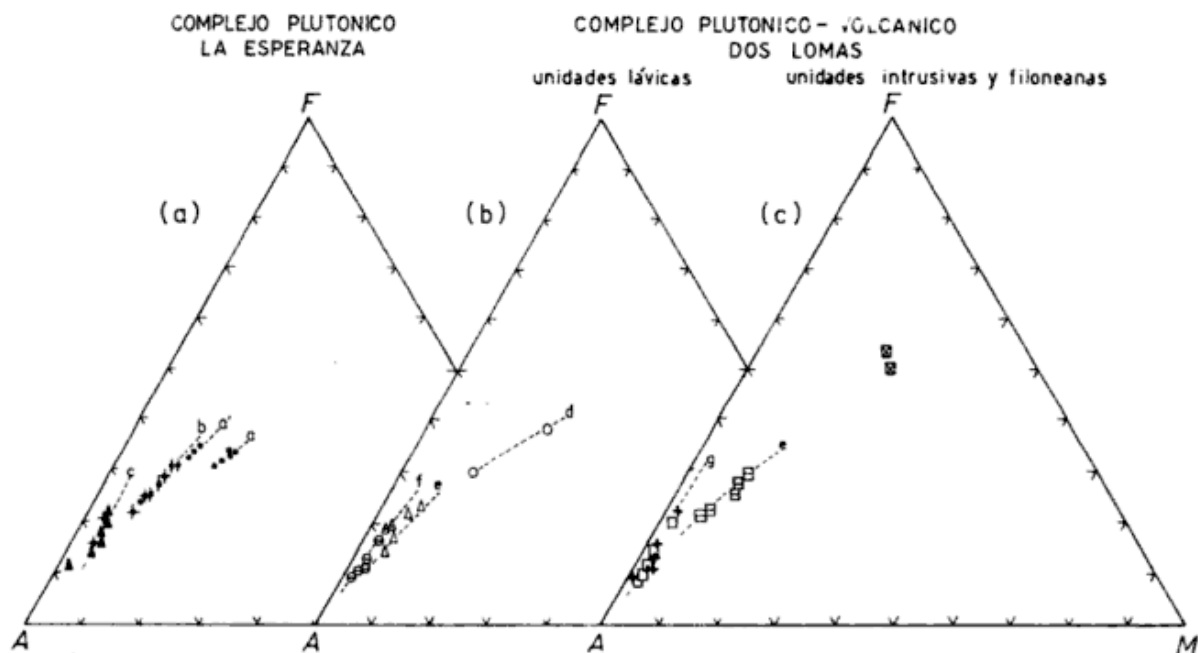


Fig. 2: Diagrama de variación AFM; A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO total; M = MgO de los complejos ígneos de La Esperanza. Simbología igual a la de la fig. 1. Las tendencias identificadas en cada complejo se corresponden con las de la fig. 1.

ies, diagramas de variación y abundancias comparativas (figuras 1, 2, 4, 5, 6, 7; cuadro 5), características que se discuten a continuación.

Complejo Plutónico La Esperanza (Ciclo I)

Las rocas ígneas que conforman el Complejo La Esperanza definen al menos tres tendencias o estadios evolutivos principales en la historia geológica del Complejo (véase figs. 5 y 7). Estas tendencias muestran individualmente las ya mencionadas transiciones entre composiciones peraluminosas y metaaluminosas (fig. 5).

Las tendencias químicas identificadas coinciden en líneas generales con las unidades ígneas y facies petrográficas reconocidas en el Complejo (cuadro 1). Estas evoluciones identificadas como "a", "a'", "b" y "c" en las figuras 1 y 2 tienen los siguientes atributos:

"a": Integrada exclusivamente por rocas de la facies equigranular de la Granodiorita Prieto. La composición predominante es la granodiorítica. Especialmente en el diagrama AFM (fig. 2) y también en el diagrama de saturación en alúmina (fig. 1) se evidencia que algunas rocas de esta facies situadas en el extremo nororiental del área (muestras 95, 99, 159 y 168) se apartan de la tendencia principal definiendo una tendencia secundaria más próxima a la tendencia "b". Esta tendencia a la que hemos denominado "a'", podría constituir un pulso adicional dentro del Complejo La Esperanza.

"b": Esta tendencia la integran la totalidad de la facies porfiroide y algunas rocas de la facies Giménez (muestras 139,

140 y 172) de la Granodiorita Prieto. La composición predominante es la granítica s.s. con ocasionales granodioritas. Las tendencias "a" y "b" muestran también diferencias entre sí respecto de sus relaciones modales, disponiéndose la facies equigranular en una tendencia paralela con mayor contenido modal de cuarzo respecto de las facies porfiroide y Giménez (cf. Lambías y Rapela, op. cit.). La extrapolación de estas tendencias hacia el vértice de los feldespatos calcosódicos sugiere progenitores de composición cuarzodiorítica o tonalítica, los cuales no han sido encontrados en el área pero podrían encontrarse en otros sectores del Macizo.

"c": Tendencia definida por el Granito Donosa y algunas rocas de la facies Giménez de la Granodiorita Prieto (muestras 112 y 137). La composición predominante es la granítica s.s. Esta tendencia que comprende a las rocas más ácidas del Complejo presenta un definido aumento del K_2O con la sílice. La relación de intrusividad del Granito Donosa en la Granodiorita Prieto evidencia además que esta es una fase tardía en el desarrollo magmático del Complejo. En el diagrama Rb-Sr (fig. 6) la definición de las tendencias no es tan neta, superponiéndose la tendencia "c" con la "a".

La muestra 176 situada al norte de la ruta 415 correspondiente a una facies más leucocrática que contiene granate, es la roca más evolucionada (ácida) encontrada en el Complejo, según puede observarse en las figuras 1, 2 y 6. Esta muestra no se ubica en ninguno de los trenes evolutivos descritos anteriormente por lo que podría representar una fase adicional, muy diferen-

ciada, dentro del Complejo La Esperanza.

Las tendencias evolutivas "a", "b" y "c" que se han distinguido en el Complejo La Esperanza son progresivamente más ácidas en ese orden, que es similar al orden de emplazamiento temporal inferido de las relaciones de campo e intrusividad. Relaciones de este tipo son las que presentan las series intrusivas comagmáticas. Estudios de detalle en estas series comagmáticas muestran que las distintas unidades plutónicas que las integran se ubican en una única y continua línea evolutiva la que se supone generada por fraccionamientos sólido-líquido (cf. p. ej. Bateman y Chappell, 1979). Es importante puntualizar entonces nuevamente que la característica saliente de la evolución geoquímica del Complejo La Esperanza es que sus tendencias evolutivas no son continuas unas con otras. Esta particularidad plantea serios inconvenientes a una hipótesis de simple derivación comagmática de las unidades ígneas en un único episodio evolutivo. Los resultados encontrados sugieren en cambio que el Complejo La Esperanza se integró a través del emplazamiento de varios pulsos magmáticos en niveles altos de la corteza. Cada uno de estos pulsos presenta a su vez variaciones composicionales internas de cosanguineidad debidas a fraccionamiento sólido-líquido durante el emplazamiento. La circunstancia de que la composición media de estos pulsos se vuelva progresivamente más ácida con el tiempo, semejante a lo que ocurre con el Complejo Dos Lomas (véase más adelante), sugiere que las unidades ígneas, aunque no comagmáticas, están vinculados a un único proceso litosférico mayor.

Algunas de estas características pueden ser simuladas teóricamente suponiendo un modelo de cristalización fraccionada abierto

en el que el fraccionamiento en cámaras magmáticas emplazadas en niveles altos resulta afectado por nuevos pulsos de magma primario que provienen periódicamente de niveles profundos (O'Hara, 1977; O'Hara y Mathews, 1981). La elaboración y comparación con modelos petrológicos más sofisticado como el mencionado, requerirá de estudios previos isotópicos de detalle a los efectos de establecer con mayor precisión la ubicación y duración temporal de los diferentes eventos ígneos que registran los complejos.

Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas (Ciclo II)

Las unidades que integran el Complejo Dos Lomas son en su gran mayoría volcánicas o filoneanas y aún las de carácter plutónico (Granito Calvo) presentan claras evidencias de haberse intruido muy próximas a la superficie. En la subdivisión de los granitos de acuerdo a su modo de yacencia y asociación con rocas ígneas y metamórficas (White et al., 1974) el Granito Calvo pertenecería al grupo de los granitos subvolcánicos, caracterizados por poseer delgadas aureolas de contacto y estar íntimamente asociados con rocas volcánicas que incluyen riolitas, dacitas y raras andesitas, así como también productos piroclásticos de composición equivalente (White et al., op. cit.).

A diferencia del Complejo La Esperanza en el que la composición química dacítica (granodiorítica modal) es muy abundante y posiblemente predominante, en el Complejo Dos Lomas domina netamente la composición riolítica (cf. Liambías y Rapela, op. cit.). Además, sus fases finales están compuestas de granitos y riolitas de alta sílice, composiciones que están virtualmente ausentes en el Complejo La Esperanza. Como consecuencia de ello, el Complejo

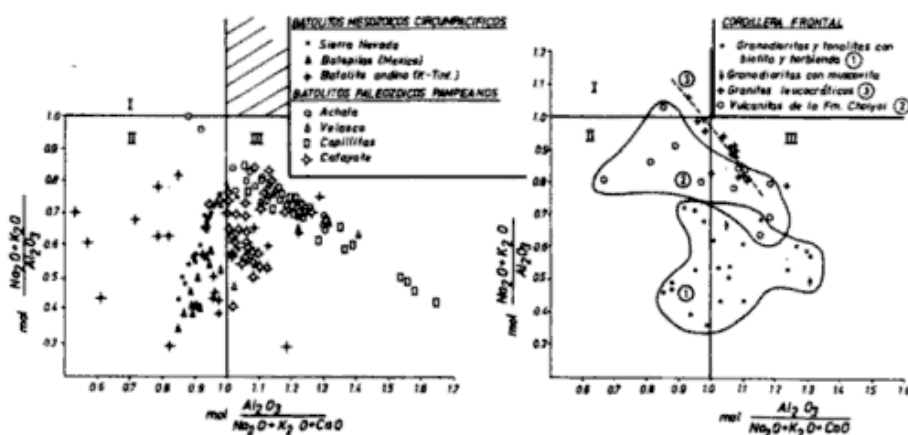


Fig. 3: Indices de Shand de rocas ígneas de la Cordillera Frontal, batolitos mesozoicos circumpacíficos (Bagby et al., 1981; Bateman y Chappell, 1979; Damm y Pichowiak, 1981; Monteciros, 1979; Oyarzún y Villalobos, 1969) y batolitos paleozoicos de las Sierras Pampeanas (Rapela, 1982; Rapela y Heaman, 1983).

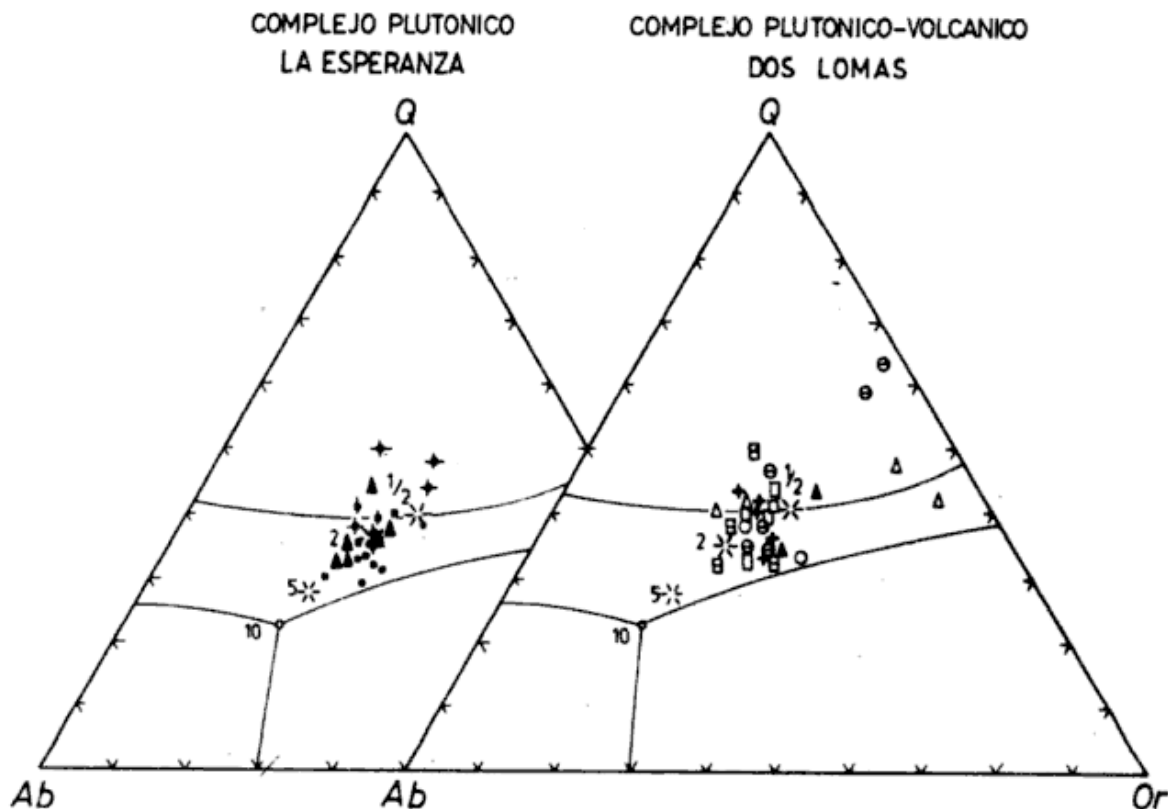


Fig. 4: Relaciones normativas Q : Ab : Or de las rocas ígneas de La Esperanza. Simbología igual a la de la fig. 1.

Dos Lomas presenta un contenido medio de Or mayor y un contenido medio de An menor, además de una dispersión muy grande en los valores de Sr (5-600 ppm) respecto del Complejo La Esperanza (figuras 5 y 6).

Con excepción de la Dacita Collinao (y los diques básicos) que es metaluminosa, las demás unidades presentan transiciones entre composiciones peraluminosas y metaluminosas, similarmente a lo que ocurre en el Complejo La Esperanza. Algunas fases (Granito Calvo y leucoriotitas) presentan también transiciones a composiciones peralcalinas según se vió anteriormente. De manera análoga a lo observado en el Complejo La Esperanza, aunque con características que le son propias, en el Complejo Dos Lomas se han identificado tendencias cuyas composiciones medias se hacen progresivamente más ácidas y alcalinas con el tiempo. Estas tendencias se denominan "d", "e", "f" y "g", presentando las siguientes particularidades:

"d": Integrada por la Dacita Collinao. Composición exclusivamente dacítica, separada por un hiatus composicional de las restantes unidades. Su distribución en la figura 4 sugiere un rápido incremento de K_2O con la sílice. Este incremento de potasio es también eviden-

te en el diagrama de los feldespatos normativos (fig. 5) en donde la Dacita Collinao (y los diques básicos) muestran una tendencia marcadamente diferente de la que observan las facies más básicas (tendencia "a") del Complejo La Esperanza.

Los diques microdiorfíticos emplazados temporalmente post-Complejo La Esperanza se sitúan en la línea de evolución composicional general del Complejo Dos Lomas, por lo que podrían constituir una fase inicial, poco evolucionada del mismo.

"e": Tendencia desarrollada por las facies inferior y media del Domo riolítico, la cual coincide en general con la de los diques de riolita con gruesos fenocristales (fig. 2). Su composición es exclusivamente riolítica.

"f": La Riolita Las Pampas y la unidad lávica superior del Domo Riolítico conforman una tendencia evolutiva en parte paralela a la tendencia "e" pero más alcalina que aquella (figs. 1 y 2). Está compuesta exclusivamente por riolitas de alto contenido de sílice. Asociadas en ocasiones a granitos leucocráticos (tendencia "g") tienen amplia distribución regional en el Macizo Norpatagónico.

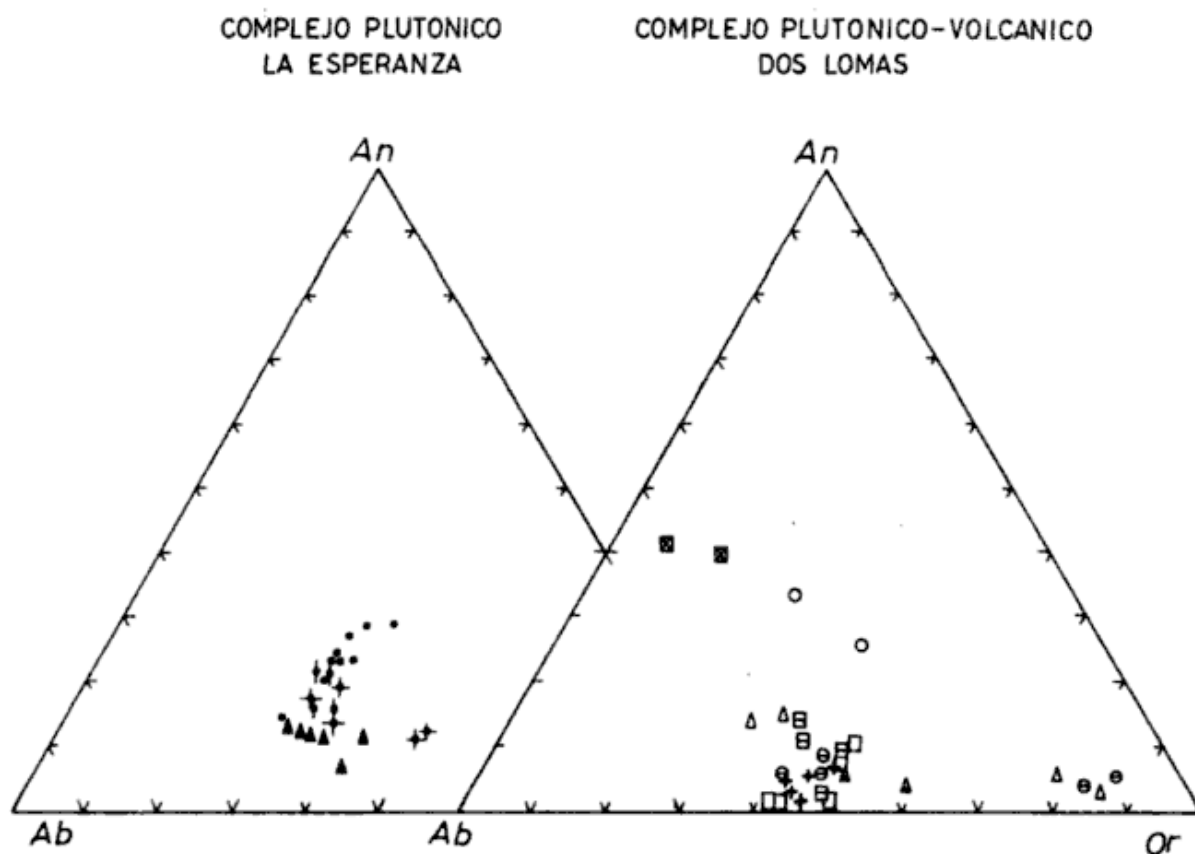


Fig. 5: Relaciones normativas An : Ab : Or de los complejos eruptivos de La Esperanza. Simbología igual a la fig. 1.

Los mecanismos de formación de ignimbritas de este tipo, frecuentemente asociadas a calderas y cámaras magmáticas emplazadas a niveles muy altos, han recibido recientemente considerable atención (cf. Hildreth, 1981, para una revisión de esta bibliografía). No hay dudas que la cristalización, mecanismos de extrusión y distribución geoquímica están condicionados por una fase fluida muy abundante. Las formas de distribución geoquímica encontrada (elementos mayoritarios y trazas) son de difícil explicación exclusivamente por fraccionamientos sólido-líquido, habiéndose propuesto modelos difusivos y termogravitacionales de fraccionamiento (Shaw et al., 1976; Hildreth, *op.cit.*). Los enriquecimientos geoquímicos que se observan pueden cuantificarse en forma sencilla representando factores de fraccionamiento que resultan de la división entre las concentraciones inicial y final en erupciones ignimbríticas (alta sílice) recientes como las que se muestran en la figura 7 para la Bishop Tuff (véase cuadro 5, cf. Hildreth, 1979). Con fines comparativos se calcularon factores de fraccionamiento que resultaron de la razón entre los promedios de ele-

mentos mayoritarios y trazas de la unidad ignimbrítica más evolucionada (más ácida) y la menos evolucionada del Complejo Dos Lomas (en este cálculo se omitieron muestras de la ignimbrita Las Pampas y el Domo Riolítico que presentaban alteraciones de plagioclasas y abundancias muy bajas de Na_2O). Se observa que todos los enriquecimientos calculados son del mismo sentido que los medidos en la Bishop Tuff, aunque de menor magnitud. La apreciación de la magnitud del enriquecimiento debe considerarse sólo como una grosera aproximación, ya que el máximo enriquecimiento es difícil de establecer en unidades no recientes. Las distribuciones observadas sugieren, no obstante, que los mecanismos de fraccionamiento de estas magmatitas de alto contenido en sílice pueden haber sido controlados en parte por fenómenos difusivos en cámaras magmáticas emplazadas muy cerca de la superficie.

"g": El Granito Calvo constituye la fase final de la evolución magmática del Complejo Dos Lomas y es a su vez la fase más diferenciada del Complejo. Diques leucoriolíticos vinculados probablemente al Granito Calvo son coincidentes con su evolución. En ambos ca-

tos se trata de granitos s.s. y riolitas de alto contenido en sílice; en el Granito Calvo el K_2O tiende a disminuir con el aumento de SiO_2 . Esta tendencia de granitos y riolitas leucocráticos está muy próxima al ver-

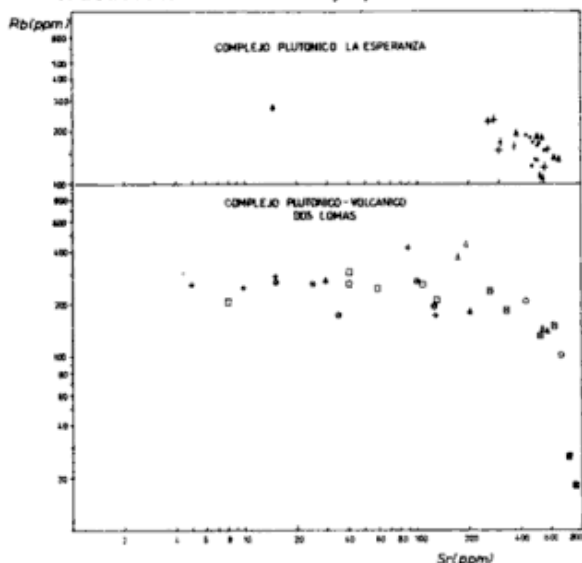


Fig. 6: Diagrama Rb-Sr de las rocas ígneas de La Esperanza. Simbología igual a la fig.1.

tice A y paralela al lado AF del AFM (fig. 2). El contenido de minerales ferromagnésicos y cálcicos es muy pobre en estas facies. En el diagrama de saturación en alúmina la tendencia se desarrolla ligeramente oblicua respecto de las anteriores y sus rocas más evolucionadas caen dentro del campo peralcalino (fig. 1). La peralcalinidad de algunas de estas rocas se evidencia también en su composición normativa, en las que aparece acmita (véase cuadro 4).

Respecto del comportamiento magmático en conjunto es importante recalcar que las tendencias diferenciadas en el Complejo Dos Lomas, si bien progresivamente más ácidas con el tiempo no son continuas unas con otras, por lo que difícilmente pueda interpretarse la evolución del Complejo como el producto de la diferenciación de un único "batch" de magma inicial. Al igual que el Complejo La Esperanza, el Complejo Dos Lomas aparece constituido por una sucesión de pulsos magmáticos de composición inicial diferente separados en su extrusión y/o emplazamiento por períodos de tiempo no bien precisados.

Resultados isotópicos (Rb-Sr) preliminares indican que la evolución de ambos complejos tuvo lugar en un intervalo de tiempo comparativamente corto, desde el Carbónico inferior al Carbónico Medio (Llambías; Rapela y Parica, en prep.), lo cual confirmaría

la hipótesis geoquímica de que los complejos son parte de un único ciclo neopaleozoico.

Relaciones Regionales del Magmatismo de La Esperanza

Magmatismo de la Cordillera Frontal

La ubicación temporal, forma de emplazamiento y especialmente la evolución química de los complejos ígneos de La Esperanza en dos ciclos magmáticos, definen un conjunto muy grande de atributos que permiten una comparación en detalle con el magmatismo neopaleozoico de otras regiones.

En la Cordillera Frontal se ha reconocido recientemente la existencia de tres ciclos magmáticos con edades Silúrico-Carbónico inferior, Pérmico inferior y Pérmico superior a Triásico inferior respectivamente (Caminos et al., 1979). Los cuerpos más antiguos se intruyen preferentemente en rocas metamórficas del Paleozoico inferior y pueden correlacionarse con los granitos más jóvenes de las Sierras Pampeanas (Caminos et al., 1982). Los otros dos ciclos están representados por: 1) Complejos plutónicos y 2) por complejos plutónico-volcánicos. Las características petrográficas y químicas son similares a las de los complejos eruptivos del área de La Esperanza.

Estudios petrológicos del magmatismo de la Cordillera Frontal han sido llevados a cabo en varias regiones (Caminos, 1965; Quartino y Zardini, 1967), disponiéndose asimismo de abundante información química del sector occidental, en territorio chileno (Mpodozis et al., 1976, Parada, 1981). Mpodozis et al., (op. cit.) reconoce la existencia de tres episodios plutónicos epizonales representados por: 1) Asociaciones de granodioritas y tonalitas de biotita-hornblenda, 2) Una asociación menos representada que la anterior compuesta de granodioritas con muscovita (esta muscovita no sería primaria, atribuyéndosele un carácter tardiomagmático (Parada et al., 1981), 3) Granitos hololeucocráticos.

Todo este plutonismo es de naturaleza fundamentalmente calcoalcalino "con cierta tendencia hacia la alcalinidad al final del ciclo marcada por la aparición de granitos hipersolvus" (Mpodozis et al., op. cit.). Dicha característica fue notada también por Caminos (1965) en el Cordón del Plata. Los granitos leucocráticos de tendencias alcalinas fueron estudiados con mayor detalle por Parada (op. cit.) que encuentra que los mismos tienen una composición casi eutéctica y relaciones $(N_2O + K_2O)/Al_2O_3$ (mol.) cercanas y aún superiores a uno.

El magmatismo hercínico de la Cordillera Frontal se completa con las vulcanitas de la Formación Choiyoi que aparecen estrechamente vinculadas espacial y petrográficamente con los granitos s.s (Polanski, 1958; Quartino y Zardini, 1967; Quartino, 1969). Todo el conjunto constituye un cinturón de rocas plutónicas y volcánicas relacionadas que se disponen en forma paralela al borde pacífico actual de la placa sudamericana y que ha sido llamado "Batolito compuesto de la Cordillera Frontal" (Polanski, *op.cit.*) y también "Cinturón Magmático de la Cordillera Frontal" (Vicente, 1975; Parada, *op. cit.*).

En la figura 3 se muestra la evolución composicional de las unidades magmáticas principales que integran la Cordillera Frontal, según análisis químicos presentados por Mpodozis et al., (*op. cit.*), Parada (*op. cit.*), Caminos (1965) y Llambías y Malvicini (1969). Esta evolución tiene notables similitudes con la descrita para los complejos de La Esperanza, las que se resumen a continuación:

- 1) Carácter peralumínico transicional de todas las unidades magmáticas.
- 2) Enriquecimiento progresivo de álcalis desde las unidades más antiguas a las más jóvenes.
- 3) Las rocas efusivas permotriásicas tienen composiciones intermedias entre las granodioritas y tonalitas con biotita y hornblenda y los granitos leucocráticos, semejante a lo observado en el magmatismo de La Esperanza. (fig. 2).
- 4) La asociación de granitos leucocráticos finales, con afinidades levemente peralcalinas, define una tendencia (fig. 3) coincidente con la que describe el Granito Calvo y los diques leucoriolíticos

(tendencia "g", fig. 2) que representan el episodio magmático final del Complejo Dos Lomas. En el cuadro 5 se compara la composición química promedio del Granito Calvo con análisis químicos representativos de los granitos leucocráticos de la Cordillera Frontal, que evidencia las similitudes entre estas magmatitas de alto contenido en sílice.

Los granitos leucocráticos tipo Granito Calvo descriptos en La Esperanza, lo mismo que unidades plutónicas equivalentes a la Granodiorita Prieto y el Granito Donosa tienen una amplia distribución en el ámbito del Macizo Norpatagónico. Esta misma secuencia ígnea del Paleozoico superior ha sido reconocida con caracteres muy semejantes por Caminos (1983) en el norte del Macizo en las Hojas 39g Tapiluke y 39h Chipauquil, incluso la edad Carbónico inferior a medio sería análoga (Caminos y C. Parica, en elaboración). Granitos leucocráticos con características petrográficas semejantes al Granito Calvo han sido descriptos además, en otras regiones del macizo como Granito Lipetrén o Formación Lipetrén (Nullo, 1978). Por otra parte, resulta sugestivo notar que granitos leucocráticos de alto contenido en sílice representan también el episodio plutónico final (Pérmico superior-Triásico) de la evolución hercínica de Australia (cf. Shaw y Flood, 1981; véase cuadro 5) lo cual indicaría condiciones tectomagmáticas similares en vastos sectores del continente gondwánico.

Provincias magmáticas

Las notables similitudes entre la evolución ígnea de la Cordillera Frontal y la de amplios sectores del Macizo Norpatagónico sugiere que el magmatismo hercínico de estas provincias geológicas constituyó

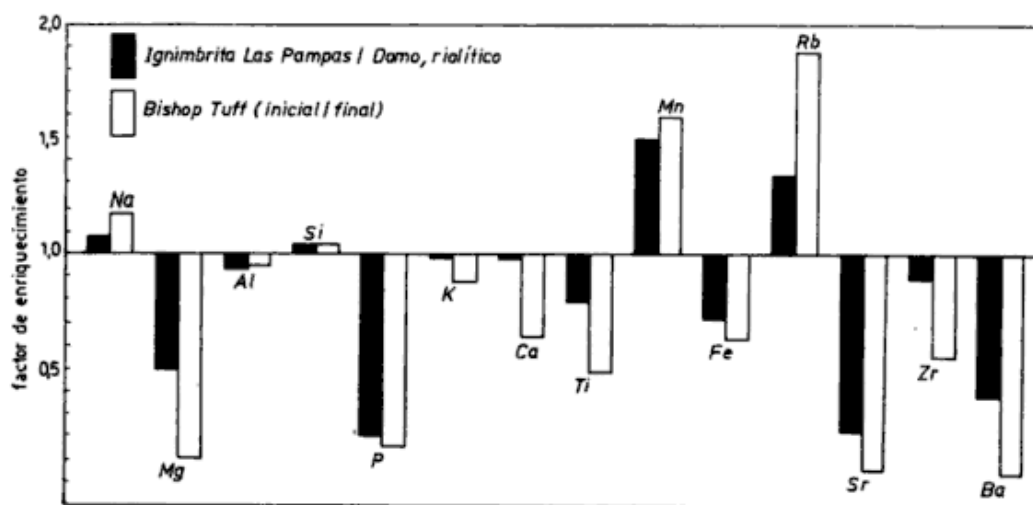


Fig. 7: Factores de enriquecimiento químico ordenados según número atómico creciente entre unidades extrusivas de composición riolítica del Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas.

una única provincia magmática de vasta extensión regional a la que denominaremos **Provincia Magmática Cuyano-Norpatagónica** (PMCN). Caracterizan a una provincia magmática atributos **cronológicos, petrológicos** (similar evolución magmática) y **geográficos**, aspecto último que se discute a continuación.

El magmatismo hercínico de la Cordillera Frontal se extiende con dirección nort-sur, en forma aproximadamente paralela y al occidente de la **Provincia Plutónica de Sierras Pampeanas** (ver fig. 8). Esta configuración sufre un cambio importante aproximadamente a los 35° de latitud en donde una faja de amplitud considerable se dispone con dirección noroeste en la provincia de La Pampa y el noreste de la provincia de Mendoza (Llambías, 1975; Llambías y Leveratto, 1975; Linares et al., 1978, 1980), superponiéndose con la Provincia Plutónica de Sierras Pampeanas aproximadamente a los 65°30' de longitud. A esta faja se la ha considerado parte de la provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana (Criado Roque e Ibañez, 1979; Linares et al., 1980). Más hacia el este, la carencia de afloramientos no permite extraer conclusiones seguras, sin embargo, la presencia de granitos de edad pérmica de filiación alcalina en la localidad de López Lecube en la provincia de Buenos Aires (Llambías et al., 1976; Cingolani y Varela, 1974) sugiere que la faja tiene una extensión considerable a lo largo del borde septentrional de la cuenca del Colorado.

El magmatismo de esta faja en la provincia de La Pampa fue estudiado desde el punto de vista petrológico por Llambías (op. cit.) y Llambías y Leveratto (op. cit.) que destacan la presencia de un potente vulcanismo riolítico (ignimbritas) asociado con plutones graníticos subvolcánicos, denominando al conjunto como una **Asociación Riolítica** la que forma un **plateau riolítico** de espesor considerable. Se pone de relieve asimismo que el plateau riolítico se continúa en el Bloque de San Rafael y a lo largo de toda la Cordillera Frontal (Grupo Choyoi) en donde composicionalmente tendría mayores variaciones que en La Pampa. Estudios geocronológicos Rb-Sr y K-Ar en las facies intrusivas y extrusivas de esta asociación indican una actividad ígnea desde los 270 a los 210 Ma con dos momentos de mayor intensidad situados en los 265 y 236 Ma y una relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ para la última edad de $R_0 = 0,7073$; Parada et al., 1981).

Si se compara en términos generales a este magmatismo de La Pampa con los descriptos para la Cordillera Frontal y La Esperanza se observa que en el mismo están virtualmente ausentes o muy poco represen-

tadas las unidades del Ciclo I, especialmente su miembro más conspicuo que son las granodioritas con biotita y hornblenda. Resulta interesante señalar que en el Macizo Norpatagónico los afloramientos de las unidades equivalentes al Ciclo II en particular las efusivas (Complejo Plutónico-Volcánico Dos Lomas) comienzan a predominar sobre las del Ciclo I hacia el sur y el este de La Esperanza (área de Chipauquil-Valcheta, Los Menucos, Sierra Colorada (Caminos, com. pers.). Sobre este punto no hay argumentos concluyentes para decidir si se trata de diferencias reales entre el comportamiento magmático de los sectores occidental y oriental o si las mismas aparecen como resultado del levantamiento diferencial de los sectores occidentales durante los movimientos andinos, que ponen al descubierto niveles más profundos de la provincia magmática.

Al sur del Macizo Norpatagónico, en la porción nororiental del Macizo del Desierto (provincia de Santa Cruz) se presenta una asociación plutónica-hipabisal constituida principalmente por granodioritas, leucogranitos y sus equivalentes hipabisales (Godeas, 1983), similares en sus características y su secuencia a los del Macizo Norpatagónico. Su edad está comprendida entre las areniscas del Pérmico inferior y el plateau riolítico del Jurásico medio. Stipanovic et al. (1971) determinaron para estas rocas una edad de 190-200 m.a. y destacan la similitud de edades con las del Macizo Norpatagónico y de otros ambientes del territorio argentino.

La distribución areal de la PMCN se ha esquematizado en la figura 8 en la que se muestra también la ubicación de la Provincia Plutónica de las Sierras Pampeanas. En el cuadro 6 se muestran en forma comparativa las características salientes de la PMCN, la Provincia Pampeana y el batolito de la costa del Perú (Cobbing y Pitcher, 1972; Pitcher, 1978). Este último es un ejemplo típico de los batolitos cretácico-terciarios del margen pacífico, que afloran intermitentemente desde Alaska hasta la Antártida. Esta comparación evidencia diferencias notables entre estas provincias que indican diferente nivel de emplazamiento y génesis, mecanismos evolutivos que difieren en cierto grado y procesos geotectónicos que, aunque no suficientemente establecidos en su naturaleza (con excepción del batolito del Perú vinculado a la subducción de la placa de Nazca), **se desarrollan con amplitudes temporales decrecientes con el tiempo.**

En el batolito del Perú las unidades plutónicas coetáneas fueron agrupadas en **superunidades**, las que se hacen progresivamente más ácidas con el tiempo; se com-

		Nº Muestras
		Analizadas
Carbónico inferior - Carbónico medio	COMPLEJO PLUTONICO - VOLCANICO DOS LOMAS	
	- Granito Calvo	6
	- Ignimbrita Riolítica Las Pampas	5
	- Diques de riolita	5
		5
	- Domo de riolita	6
	- Ignimbrita Dacítica Collinao	2
	- Diques microdioríticos	2
	COMPLEJO PLUTONICO LA ESPERANZA	
	- Granito Donosa	6
- Granodiorita Prieto	5	
	4	
	9	

Cuadro 1: Unidades ígneas de los complejos eruptivos de La Esperanza ordenados estratigráficamente y número de muestras analizadas.

prueban relaciones de cosanguinidad dentro de una superunidad pero no entre superunidades (Pitcher, *op. cit.*). La evolución petrológica de los complejos eruptivos de La Esperanza en pulsos magmáticos no cosanguíneos, progresivamente más ácidos, que rematan con complejos riolíticos (ignimbriíticos) de gran extensión sugiere mecanismos geotectónicos análogos aunque no iguales. La variación básica-ácida no cosanguínea en la evolución de provincias magmáticas tan longevas indica la existencia de relaciones fundamentales entre las superunidades, en las que la duración del ciclo batolítico describe el ritmo natural del retrabajamiento de la corteza (Pitcher, *op. cit.*). Las características de las provincias plutónicas que se muestran en el cuadro 6 indican que este ritmo natural ha variado considerablemente durante la evolución de la placa sudamericana no solo en lo que respecta a la duración temporal decreciente sino también en sus características geológicas, geoquímicas y metalogenéticas.

De la inspección del cuadro 6 se evidencia que la PMCN tiene algunos atributos composicionales que son intermedios respecto de la Provincia de Sierras Pampeanas y el batolito de la costa peruana, siendo especialmente notable el ya mencionado carácter peraluminico transicional (véase figuras 1 y 3). Se nota además que la in-

fluencia de material cortical en la génesis granítica y/o contaminación cortical durante el ascenso de magmas profundos ha sido mayor en los granitoides de las Sierras Pampeanas y mínima o subordinada en el batolito del Perú. En cuanto al aspecto litológico, la PMCN tiene una característica que le es propia que son los complejos volcánico-plutónicos permotriásicos de composición riolítica. Estos complejos tienen una extensión areal espectacular, constituyendo en algunas regiones verdaderos plateau riolíticos, que hacen que la PMCN sea una de las mayores acumulaciones riolíticas del mundo. El episodio final de estos complejos representado por granitos leucocráticos y diques leucoriotíticos tiene afinidades suavemente peralcalinas, tipo magmático que no ha sido encontrado hasta el momento en las Sierras Pampeanas y en general en el Batolito Andino.

En la Cordillera Oriental del Perú, desde los 10° hasta los 16° S de lat. aproximadamente, se desarrolla una extensa provincia magmática de casi 1000 Km de longitud compuesta en gran parte por complejos graníticos y vulcanitas félsicas (ignimbritas riolitas y dacitas) de alto contenido de potasio intimamente vinculadas a los intrusivos (Lancelot et al., 1978). Las edades de los complejos graníticos determinadas en

	GRANODIORITA PRIETO										GRANITO DONOSA														
	Facies granada equigranular					Facies porfiróide					Facies granítica Giménez														
	99	95	125	159	165	168	169	186	465	129	130	135	136	112	137	139	140	172	176	110	111	120	121	134	
SiO ₂	67,10	67,10	65,86	68,20	66,80	69,16	67,32	65,82	64,82	70,96	70,70	69,24	70,42	74,50	75,25	71,35	70,40	72,62	79,96	72,78	72,40	73,06	74,26	75,22	
TiO ₂	0,55	0,41	0,55	0,44	0,59	0,26	0,59	0,65	0,61	0,27	0,36	0,48	0,44	0,10	0,21	0,48	0,38	0,15	0,03	0,16	0,17	0,17	0,12	0,12	
Al ₂ O ₃	14,35	14,75	15,45	14,04	15,14	14,09	14,54	14,45	14,76	13,37	13,56	15,25	14,78	13,91	12,59	14,72	14,16	13,41	10,55	13,75	13,65	13,68	13,56	13,47	
Fe ₂ O ₃	1,29	0,90	1,69	1,72	1,62	0,28	1,48	1,36	1,24	0,97	1,47	1,31	0,99	0,03	0,15	0,65	1,39	0,69	0,09	0,07	0,14	0,66	0,23	0,20	
FeO	3,34	3,19	2,44	2,72	2,42	2,38	2,72	2,83	3,48	2,01	1,58	2,15	2,44	1,81	1,31	1,90	2,08	1,72	0,86	1,74	2,18	1,03	1,23	1,67	
MnO	0,12	0,12	0,06	0,08	0,09	0,04	0,07	0,07	0,12	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,02	0,07	0,05	0,07	0,05	0,08	0,07	0,03	0,03	0,03	
MgO	1,70	1,48	2,30	1,72	2,29	0,86	2,25	2,40	2,55	1,07	1,10	1,09	1,02	0,35	0,35	0,78	1,08	0,85	0,10	0,51	0,48	0,58	0,50	0,32	
CaO	3,35	3,28	3,60	3,41	3,60	3,22	3,45	3,72	3,65	2,35	2,38	2,62	2,65	1,28	1,36	2,23	2,47	2,24	0,59	2,03	1,68	1,82	1,49	1,28	
Na ₂ O	3,35	3,30	2,34	3,47	3,00	4,30	2,56	3,10	3,30	3,60	3,75	3,20	3,28	2,23	2,60	3,60	3,34	3,75	3,52	4,33	4,12	4,10	3,45	3,30	
K ₂ O	3,40	3,54	3,66	3,42	3,24	3,32	3,25	3,66	3,52	3,80	3,50	3,32	3,10	4,25	4,63	3,30	3,66	3,95	3,52	3,51	3,76	3,70	4,32	3,40	
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,15	0,09	0,16	0,14	0,15	0,17	0,15	0,13	0,08	0,14	0,19	0,08	0,08	0,11	0,14	0,10	0,01	0,07	0,09	0,06	0,06	0,08	
H ₂ O	0,97	0,86	1,40	0,69	0,75	0,94	0,81	1,02	1,04	0,72	1,06	0,50	0,58	0,70	0,97	0,52	0,74	0,48	0,45	0,59	0,86	0,52	0,51	0,56	
H ₂ O	0,21	0,29	0,28	0,09	0,11	0,18	0,11	0,17	0,29	0,07	0,11	0,30	0,12	0,19	0,10	0,06	0,10	0,03	0,09	0,18	0,17	0,11	0,10	0,14	
Total	99,90	99,37	99,78	100,09	99,81	99,87	99,36	99,42	99,53	99,37	99,74	99,66	100,06	99,50	99,62	99,77	99,99	100,11	99,40	99,80	99,77	99,52	99,94	99,79	
Rb	126	138	152	136	173	164	174	184	195	164	172	108	106	232	232	152	126	152	275	146	186	142	177	194	
Sr	465	495	570	500	505	500	495	470	430	385	305	510	520	280	265	580	470	300	15	645	545	680	510	385	
Ba	860	625	1470	840	815	830	810	750	630	955	870	1390	1750	840	1200	1260	1850	1710	50	1500	590	1250	1050	400	
Zr	162	142	178	154	158	174	163	148	198	154	174	218	230	144	151	209	298	161	65	137	n.d	160	132	101	
Q	23,68	23,49	26,47	24,74	25,22	23,16	28,33	21,85	19,31	28,41	28,72	30,08	31,43	40,73	38,29	31,10	29,48	29,29	46,36	28,28	28,30	30,08	33,01	38,76	
Or	20,09	20,92	21,63	20,21	19,15	19,62	19,21	21,63	20,80	22,46	20,68	19,62	18,32	25,12	27,36	19,50	21,63	23,34	20,80	20,74	22,22	21,87	25,53	20,09	
Ab	28,35	27,92	19,80	29,36	25,39	36,39	21,66	26,23	27,92	30,46	31,73	27,08	27,75	18,87	22,00	30,46	28,26	31,73	26,23	36,34	34,86	34,69	29,19	27,92	
An	14,08	14,98	16,89	12,63	16,83	9,34	16,15	14,71	15,07	9,10	9,89	12,09	11,92	5,83	6,23	10,35	11,35	8,09	2,86	7,72	7,65	8,00	7,00	5,83	
Di	1,19	0,27	-	3,03	-	4,83	-	2,15	1,70	1,42	1,13	-	-	-	-	-	-	1,97	-	1,62	0,09	0,53	-	-	
Hy	8,02	8,21	8,02	5,80	8,00	3,49	8,53	8,06	10,10	4,54	3,41	4,90	5,57	4,14	2,84	4,23	4,83	3,60	1,80	3,47	4,89	2,31	3,17	3,56	
Mt	1,87	1,30	2,45	2,49	2,35	0,41	2,15	1,97	1,80	1,41	2,13	1,90	1,44	0,04	0,22	0,94	2,02	1,00	0,13	0,10	0,20	0,96	0,33	0,29	
Il	1,04	0,78	1,04	0,84	1,12	0,49	1,12	1,23	1,16	0,51	0,68	0,91	0,84	0,19	0,40	0,91	0,72	0,28	0,06	0,30	0,32	0,32	0,23	0,23	
Ap	0,40	0,35	0,35	0,21	0,37	0,33	0,35	0,40	0,35	0,30	0,19	0,33	0,44	0,19	0,19	0,26	0,33	0,23	0,02	0,15	0,21	0,14	0,14	0,19	
C	-	-	1,45	-	0,53	-	0,89	-	-	-	-	1,96	1,66	3,50	1,02	1,43	0,55	-	0,59	-	-	-	-	0,64	2,22

Cuadro 2: Composición Primaria y Normativa (CIPW) del Complejo plutónico La Esperanza.

algunos sectores por los métodos U-Pb y Rb-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial 0,7075) varían desde 257 a 238 Ma (Lancelot et al., op. cit.; Capdevila et al., 1977). Esta asociación litológica pérmica tiene obviamente marcas semejanzas con las descritas en este trabajo para el área de La Esperanza y en general con la PMCN.

La vinculación del magmatismo de la PMCN con el existente más hacia el oeste, especialmente en la Cordillera de la Costa de Chile es poco conocida. Trabajos recientes en el sector septentrional de esa unidad geológica muestran la existencia de complejos batolíticos en los que fueron distinguidos superunidades (300-200) Ma; 190-130 Ma; y 130 terciario) que abarcan un intervalo de edad carbonífero superior-terciario (Damm y Pichowiak, 1981). Este amplio intervalo cronológico incluye tanto a la de por sí longeva PMCN definida en este trabajo, como al batolito de la costa del Perú, lo cual indicaría que en sectores de la Cordillera de la Costa se registra una compleja superposición de provincias magmáticas, cuyas relaciones regionales deberán establecerse en estudios futuros.

Emplazamiento de los complejos eruptivos y ambiente tectónico

Diversas características geológicas y composicionales de las unidades plutónicas de La Esperanza indican un emplazamiento a niveles corticales muy altos en un ambiente no compresional:

- a) En los casos en los que ha sido posible observar los contactos encajantes de los plutones (Granito Donosa y Granito Calvo) los mismos son netos, con ausencia total de rocas de tipo migmatítico. Los bordes enfriados y la tendencia al idiomorfismo del cuarzo en el Granito Calvo indican intrusiones de tipo subvolcánico, corroborada por otra parte con su estrecha asociación con unidades lávicas e ignimbritas.
- b) No se han observado los contactos de la Granodiorita Prieto, que constituye la roca de campo, con las rocas de caja, sin embargo el engolfamiento de un sector de la Formación Llanquíl (**roof pendant?**) en la que han quedado preservadas características estructurales y mineralógicas primarias de las sedimentitas, indica también un emplazamiento en niveles altos para la unidad más antigua del Ciclo I.
- c) Ausencia de cualquier evidencia textural o estructural en las plutonitas que indiquen crecimientos minerales en ambientes compresivos.
- d) Las relaciones normativas Q-Ab-Or de las unidades plutónicas se encuentran muy próximas a los mínimos de baja presión del sistema Q : Ab : Or (fig. 4).
- e) La intrusión final de diapiros de granitos leucocráticos con filiaciones peralcalinas sugiere un ambiente extensional hacia la finalización de los eventos magmáticos neopaleozoicos.

La gran mayoría de las características enumeradas más arriba han sido mencionadas también para el magmatismo plutónico de la Cordillera Frontal (cf. Caminos, 1965; Mpodozis et al., op. cit.). El plateau riolítico de La Pampa ha sido considerado como postorogénico (Llambías y Leveratto, op. cit.). La filiación peralcalina de los granitos leucocráticos de la Cordillera Frontal fue considerada como una evidencia indirecta de una extensión cortical, probablemente asociada a rifting (Parada, op. cit.).

Evidencias indirectas de una extensión cortical durante el Pérmico sup. - Triásico inf. se infieren también de la presencia de asociaciones de rocas básicas alcalinas de esa edad en provincias geológicas situadas al este de la Cordillera Frontal (Andreis, 1969; Mirré, 1973). Además, el análisis sedimentológico de las formaciones pérmicas continentales del Paganzo sugiere cambios paleogeográficos controlados por una tectónica de fuerte componente vertical (Spalletti, 1979).

La distribución geográfica de la Provincia Cuyano-Norpatagónica muestra una interrupción notable a los 38° de latitud (véase fig. 8) en la que se insertan al occidente la Cuenca Neuquina y al oriente la Cuenca del Colorado. Los bordes septentrional y meridional de estas cuencas lo constituyen complejos eruptivos de la PMCN. Este llamativo rasgo geológico ha sido interpretado como el producto de una importante estructura trascontinental que desarrolla fracturas de alto ángulo y áreas de plegamiento y fracturas latitudinales, coincidiendo en el Pacífico con la extensión sur de la placa de Nazca (Turner y Baldi, 1978). La estructura trascontinental regularía la evolución geológica desde el comienzo de la deriva, postulándose además que en los estadios embrionarios de la misma se produciría el desplazamiento pivotante de la porción norpatagónica hacia el sudoeste, en forma concomitante con la efusión del Grupo Chiyoi (Turner y Baldi, op. cit.; Rolleri, 1975). Se ha postulado también que los esfuerzos principales en el pre-Carbonífero del Macizo Norpatagónico (N 10° - 30° E) cambiaron a esfuerzos dominantes con dirección N 100° - 110° E durante el Pér-

	IGNIMBRITA DACITICA COLLINAO					IGNIMBRITA RIOLITICA LAS PAMPAS				DOMO RIOLITICO					
	151	152	123	131	184	182	183	184	184	Sección media e inferior					
										101	102	141	142	145	146
SiO ₂	64,24	65,48	75,68	76,20	77,62	79,38	77,82	77,62	77,62	70,90	70,79	73,98	75,22	76,50	73,00
IO ₂	0,72	0,41	0,15	0,11	0,10	0,12	0,03	0,10	0,10	0,36	0,29	0,19	0,05	0,09	0,28
Al ₂ O ₃	14,59	14,06	12,53	11,86	10,67	10,47	11,80	10,67	10,67	14,99	13,95	13,55	12,53	11,68	12,20
Fe ₂ O ₃	2,09	1,11	0,05	0,28	0,06	0,40	0,35	0,06	0,06	0,97	0,77	0,42	0,20	0,78	1,49
FeO	3,16	2,51	1,67	0,65	0,94	0,36	0,59	0,94	0,94	1,38	1,74	1,15	1,08	1,10	0,73
MnO	0,08	0,05	0,05	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04
MgO	2,82	1,52	0,25	0,19	0,13	0,20	0,15	0,13	0,13	0,65	0,55	0,45	0,47	0,31	0,29
CaO	4,12	5,05	0,71	1,88	1,09	0,38	0,25	1,09	1,09	0,62	0,39	1,76	1,58	0,41	1,05
Na ₂ O	2,37	2,39	3,42	3,92	2,90	0,35	0,60	2,90	2,90	0,88	0,65	3,25	3,80	2,35	3,32
K ₂ O	2,82	4,32	4,80	4,43	4,06	5,08	5,30	4,06	4,06	5,94	7,32	3,50	3,35	5,30	5,30
P ₂ O ₅	0,23	0,14	0,04	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,12	0,12	0,07	0,05	0,10	0,23
H ₂ O ⁺	2,30	2,57	0,31	0,38	1,66	2,39	2,26	1,66	1,66	2,31	2,14	0,77	1,09	1,05	1,45
H ₂ O ⁻	0,17	0,18	0,18	0,17	0,11	0,23	0,25	0,11	0,11	0,41	0,88	0,10	0,11	0,15	0,18
Total	99,64	99,79	99,64	100,10	99,38	99,38	99,44	99,38	99,38	99,59	99,65	99,21	99,55	99,84	99,56
Rb	100	206	275	262	194	170	260	194	194	386	446	144	138	270	182
Sr	690	445	100	15	125	35	25	125	125	175	195	545	560	50	205
da	690	1500	800	150	245	410	90	245	245	820	1045	1300	1180	265	1430
Zr	204	230	196	132	119	100	80	119	119	146	142	145	135	139	241
IQ	24,73	22,93	35,09	33,42	42,29	56,75	52,95	42,29	42,29	40,52	36,67	36,75	35,60	40,91	31,58
Or	16,67	25,53	27,18	26,18	23,99	30,02	31,32	23,99	23,99	35,10	43,26	20,68	19,80	31,32	31,32
Ab	21,75	20,22	28,94	33,17	24,54	2,96	5,08	24,54	24,54	7,45	5,50	27,50	32,15	19,89	28,09
An	18,95	14,88	3,26	1,68	4,11	1,82	1,18	4,11	4,11	2,30	1,16	8,28	7,24	1,39	2,73
Li	-	7,62	-	2,56	1,02	-	-	1,02	1,02	-	-	-	0,23	-	0,77
Hy	10,06	3,14	3,49	-	1,35	0,65	1,17	1,35	1,35	2,87	3,56	2,61	2,83	2,04	0,37
Mt	3,03	1,61	0,07	0,41	0,09	0,58	0,51	0,09	0,09	1,41	1,12	0,61	0,29	1,13	1,67
Il	1,37	0,78	0,28	0,21	0,19	0,23	0,06	0,19	0,19	0,68	0,55	0,36	0,09	0,17	0,53
Ap	0,53	0,33	0,09	0,02	0,05	0,02	0,02	0,05	0,05	0,28	0,28	0,16	0,12	0,23	0,53
C	0,36	-	0,73	-	-	3,73	4,65	-	-	6,27	4,53	1,38	-	1,57	-
Wo	-	-	-	1,90	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

CUADRO 3. Composición química y normativa (CIPW) del Complejo Volcánico-Plutónico Dos Lomas.

mico y que las estructuras generadas por los mismos controlaron el emplazamiento de los intrusivos postorogénicos de la Formación Lipetrén (Coira et al., 1975). Esta dirección es coincidente con el rumbo que adopta una faja de la PMCN al sur de los 35° y que desarrolla los plateau riolíticos permo-triásicos del norte de la Patagonia.

Finalmente, y en llamativa coincidencia con algunas características tectomagmáticas de la PMCN aquí esbozadas, la provincia magmática de la Cordillera Oriental del Perú ha sido vinculada a una fase tectónica distensiva con rifting y formación de estructuras de horst y graben (Vivier et al., 1977; Lancelot et al., op. cit.).

Esquema metalogénico de la Provincia Magmática Cuyano Nord-patagónica y su comparación con la andina y la de Sierras Pampeanas

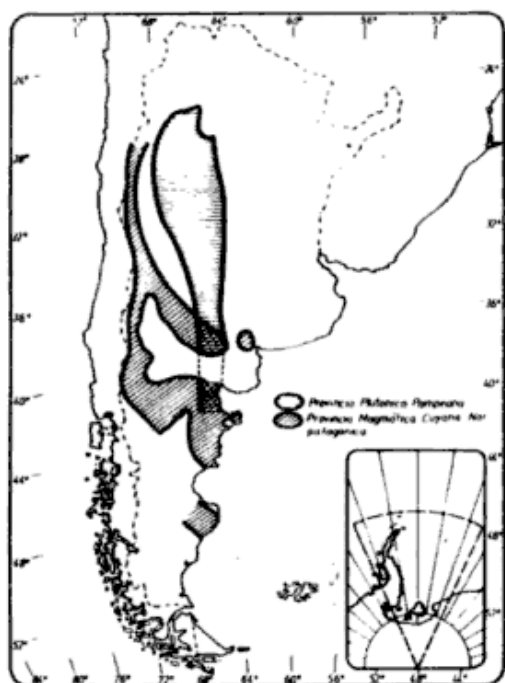


Fig. 8: Esquema de la distribución areal de la Provincia Magmática Cuyano-Norpatagónica y las Sierras Pampeanas.

Los complejos eruptivos de la provincia magmática Cuyano-Norpatagónica poseen diversas características litológicas y petrológicas además de geocronológicas que permiten diferenciarlas de otras provincias magmáticas como la de Sierras Pampeanas y el batolito Cretácico-Terciario de la costa del Perú. Es objeto de este apartado establecer si esas diferencias se mantienen dentro del marco de la metalogénesis asociada a los mismos.

Con respecto al Macizo Nordpatagónico se puede afirmar que los ciclos eruptivos descritos para La Esperanza se hallan ampliamente distribuidos en toda la región, de modo que la presencia de yacimientos metalíferos asociados a ellos puede asumirse como representativa para esta región.

Los depósitos metalíferos hidrotermales más relevantes del Macizo Nordpatagónico fueron reunidos por Malvicini y Llambías (1974) en un ciclo metalogénico vinculado al magmatismo neopaleozoico a jurásico, y que está caracterizado por yacimientos de W; Pb-Zn-Cu; F; y Mn. Esta región fue incorporada por Malvicini (1975) a la subfaja de wolframio, y al igual que Vallés (1978) relacionan la mineralización wolframífera con la facies plutónica de este complejo eruptivo.

La evolución de este ciclo metalogénico (Malvicini y Llambías, op. cit.) comenzaría con la formación de los depósitos de wolframio seguiría con los de Pb-Zn-Cu, los de fluorita y los de carbonatos de manganeso, para finalizar con los depósitos de fuentes termales de manganeso hipogénico. El nexo común a estos depósitos es la presencia en todos ellos, aunque en diferentes proporciones, de fluorita y de carbonatos de manganeso, lo cual los permite vincular a un mismo ciclo metalogénico.

El depósito de wolframio más importante es mina San Martín, donde el principal mineral es, al igual que en otros depósitos de Macizo Nordpatagónico, hübnerita (Freimuth et al., 1959; Vallés, op. cit.) y la mena contiene trazas de Bi y Sn, además de sulfuros y sulfosales de Pb-Zn-Cu (Brodtkorb y Brodtkorb, 1969).

El mayor depósito de Pb-Zn es Gonzalito y está caracterizado por abundancia de galena en superficie y aumentos relativo de blenda hacia los niveles más profundos (Kittl, 1967; del Mónaco, 1971).

Las vetas de fluorita son numerosas (Croce, 1952; Manera, 1972) y representan un carácter distintivo que es propio del Macizo Nordpatagónico por su amplia distribución y frecuencia.

En la Cordillera Frontal, cuyo ciclo eruptivo es similar al del Macizo Nordpatagónico, Stoll (1965) ha definido una provincia metalogénica caracterizada por W; Bi; Sn (Mo); Au; Ag; (Cu-Zn). Los yacimientos de mayor significación en este ciclo neopaleozoico-triásico corresponden a los de wolframio, como por ejemplo La Josefina, en Mendoza (Smith y González, 1947), y Arrequeintin, en San Juan (Angelelli, 1943; Wetten, 1955), que tienen como accesorios trazas de Sn y Bi. San Francisco de los Andes, San Juan, es un breccia pipe turma-

	ROCAS FILONEANAS										GRANITO CALVO							
	Riolitas con gruesos fenocristales					Leucoriolitas - apilitas					Intrusivo			Intrusivo norte				
	147	148	149	150	100	107	153	154	164	155	126	127	132	109	166	185		
Diques Básicos	156	157																
SiO ₂	52,50	53,78	75,46	70,23	70,40	71,00	73,78	76,90	75,96	75,82	78,66	74,72	76,78	74,30	78,40	75,06	78,18	
TiO ₂	1,55	1,78	0,20	0,44	0,39	0,44	0,13	0,08	0,05	0,08	0,08	0,15	0,13	0,05	0,17	0,05	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	15,99	15,01	12,77	13,77	13,25	12,59	11,34	10,60	12,62	11,82	10,55	12,90	11,92	10,75	12,74	10,70	12,84	11,45
Fe ₂ O ₃	4,31	4,92	0,71	1,16	1,13	0,62	0,40	0,44	0,58	0,46	0,45	0,44	0,40	0,56	0,39	0,10	0,09	0,16
FeO	5,13	4,74	1,16	2,02	2,01	1,37	2,90	1,70	2,29	0,58	0,59	0,72	0,58	0,72	2,01	1,45	0,86	0,93
MnO	0,13	0,18	0,06	0,06	0,07	0,06	0,11	0,10	0,05	0,03	0,02	0,03	0,08	0,04	0,03	0,08	0,04	0,04
MgO	4,50	3,65	0,56	1,18	1,15	0,80	0,32	0,15	0,15	0,21	0,10	0,18	0,13	0,18	0,20	0,12	0,20	0,18
CaO	6,60	6,15	1,08	1,83	2,09	1,69	1,26	0,22	0,81	0,72	0,29	1,13	0,50	0,59	0,82	0,56	0,91	0,60
Na ₂ O	3,68	3,20	2,70	3,41	3,98	3,24	3,48	3,90	3,35	4,15	3,98	2,81	3,95	4,15	3,46	3,50	3,75	3,42
K ₂ O	0,81	1,15	3,42	3,60	3,80	4,75	4,80	4,36	4,79	4,76	4,76	4,40	4,60	4,52	4,94	3,90	5,08	4,40
P ₂ O ₅	0,72	1,18	0,09	0,14	0,15	0,10	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,01	0,03	0,03
H ₂ O	3,90	3,37	1,10	1,46	1,63	2,43	0,88	0,63	0,85	1,07	0,24	2,01	0,48	0,49	0,23	0,47	0,75	0,32
H ₂ O	0,35	0,28	0,33	0,21	0,24	0,19	0,19	0,39	0,30	0,15	0,11	0,09	0,14	0,17	0,07	0,27	0,15	0,19
Total	99,85	99,41	99,64	99,51	100,29	99,98	99,62	99,49	99,81	99,87	99,85	99,60	99,70	99,53	99,98	99,61	99,83	99,92
Rb	16	26	180	136	152	230	248	264	304	262	204	206	256	250	174	n.d.	430	272
Sr	855	760	335	530	630	265	60	40	40	105	6	130	5	10	130	n.d.	90	15
Ba	920	1500	660	1360	1535	1140	435	120	340	770	240	1120	320	250	1140	n.d.	550	200
Zr	261	345	143	228	277	179	100	65	89	142	157	145	132	152	104	n.d.	82	135
Q	8,37	14,52	43,16	30,35	26,41	28,81	30,86	36,73	36,18	32,22	39,29	38,55	34,92	36,61	32,44	40,72	34,21	39,24
Or	4,79	6,80	20,21	21,28	22,46	28,07	28,37	25,77	28,31	28,13	28,13	26,00	27,18	26,71	29,19	23,05	30,02	26,00
Ab	30,97	27,08	22,85	28,85	33,68	27,42	29,45	30,25	28,35	34,30	27,77	23,78	33,42	30,13	29,28	29,62	31,73	28,94
An	24,81	22,80	4,78	8,17	7,07	5,78	1,15	-	3,95	-	-	5,48	1,21	-	3,94	1,97	3,20	2,78
Di	2,62	-	-	-	1,91	1,63	4,28	0,84	-	2,66	1,13	-	1,02	2,23	-	0,65	0,96	-
Hy	13,49	11,12	2,72	5,07	4,17	3,49	3,55	3,11	0,44	-	0,65	1,21	0,47	0,62	3,64	2,60	1,47	2,07
Mt	6,25	7,13	1,03	1,68	1,64	0,90	0,58	-	0,84	0,31	-	0,64	0,58	-	0,57	0,14	0,13	0,23
Il	2,94	3,38	0,38	0,84	0,74	0,84	0,25	0,15	0,09	0,15	0,15	0,28	0,25	0,09	0,32	0,09	0,13	0,04
Ap	1,67	2,74	0,21	0,33	0,35	0,23	0,07	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05	0,02	0,12	0,05	0,02	0,07	0,07
C	-	0,12	2,88	1,27	-	-	-	0,48	-	-	-	1,51	-	-	0,26	-	-	0,04
Na	-	-	-	-	-	-	-	0,30	-	-	1,03	-	-	0,73	-	-	-	-
Ac	-	-	-	-	-	-	-	1,27	-	0,72	1,30	-	-	1,62	-	-	-	-
Wb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82	-	-	-	-	-	-	-	-

Cuadro 4: Composición primaria y normativa (CIPW) del Complejo Volcánico-Plutónico Dos Lomas y diques microdioríticos.

lítico que contiene principalmente bismuto con trazas de Sn y W, además de Pb-Zn-Cu-Au (Llambías y Malvicini, 1966, 1969). Además de estas mineralizaciones se encuentran algunos prospectos de cobre diseminados pérmicos, como por ejemplo San Jorge (Mendoza) y Alcaparrosa (San Juan) (Sillitoe, 1977).

En resumen, las características metalogénicas del Macizo Nordpatagónico y de la Cordillera Frontal son similares y su característica principal es la de contener elementos esencialmente granitofilos correspondientes al grupo W, Sn, Bi (Mo), siendo el primero el más importante hasta el presente. Esto está de acuerdo con la composición de los cuerpos eruptivos de estas regiones, que son similares a las de otras regiones del mundo donde están vinculados a yacimientos o manifestaciones de W-Sn.

Los granitoides a los cuales están asociados manifestaciones de W y Sn corresponden en general a cuerpos con elevado fraccionamiento y que suelen mostrar fenómenos deutéricos de relativa importancia, que en los casos extremos se encuentran dentro de los procesos de formación de greisens (cf. Saavedra, 1982). Estos granitos en general presentan elevados tenores de sílice y de potasio y muy bajos de hierro, magnesio y calcio. Entre los elementos trazas es alto el porcentaje de Rb y Li y bajo el de Sr y Ba. Generalmente la relación K/Rb es menor que el promedio de la corteza (230) establecido por Taylor (1965) y según Fauson y Kozlov (1973) el potencial mineralizante de estos granitos puede generar expectativas cuando la relación Ba/Rb < 1. Los granitos asociados a manifestaciones de estaño comúnmente contienen entre 20-30 ppm de Sn, mientras que los estériles tienen solamente 3-5 ppm de Sn, aunque no siempre se cumple esta generalización.

Los granitos mineralizadores de Sn-W suelen contener fluorita y/o turmalina. Generalmente los cuerpos intrusivos son de epizona y postectónicos (disharmónicos) y muchas veces se encuentran asociados con vulcanitas.

Las características mencionadas, con excepción del alto -aunque errático- contenido en Ba, coinciden con las de la provincia magmática Cuyano-Nordpatagónica, por lo cual existe la posibilidad de encontrar nuevos yacimientos.

Las diferencias entre las asociaciones metalíferas vinculadas al ciclo magmático andino y al hercínico son marcadas, correspondiéndose con las diferencias en la composición de los ciclos magmáticos. Con el ciclo calcoalcalino metaluminoso andino se relaciona una mineralización de tipo polimetálica de Cu-Pb-Zn-Ag- (Mo-Au-W) con

notable escasez de depósitos propios de W y Sn. Estos dos últimos elementos solamente se encuentran relacionados en general con el segundo período de batolitización andina (Mioceno), como ocurre con los yacimientos vecinos a la Cordillera Blanca de Perú (Cobbing et al., 1981) y en la parte meridional de la Cordillera Oriental de Bolivia (Grant et al. 1979) y norte de la Puna Argentina (Malvicini, 1978; Malvicini y Llambías, 1982).

Al ciclo eruptivo hercínico, caracterizado por un magmatismo peraluminoso con tendencias peralcalinas en sus términos más diferenciados, se asocia principalmente wolframio y los metales básicos se encuentran en menor proporción.

Con respecto al ciclo metalogénico Paleozoico inferior a medio desarrollado en Sierras Pampeanas la principal diferencia consiste en la abundancia en este ambiente de pegmatitas zonales con Be, Nb-Ta, Li y U. En cambio los numerosos depósitos de wolframio de las Sierras Pampeanas le confieren cierta similitud con la PMCN a pesar de que de los dos tipos más importantes de depósitos -en bancos de tactitas y en vetas de cuarzo- sólo son comunes a ambos ambientes estos últimos. En las Sierras Pampeanas hay estaño en greisens, a veces junto a wolframio, y si bien aun no se han encontrado depósitos de estaño en la PMCN, aparece como traza junto con el wolframio. La faja ultrabásica, que no tiene vinculación con los cuerpos graníticos tiene una mineralización propia consistente en minerales de Ni, Cr, Fe y Cu (Villar, 1975).

Con respecto al uranio se considera en general que rocas piroclásticas silíceas y sus equivalentes superficiales e intrusivos son probables rocas madres que pueden dar origen a depósitos sedimentarios de uranio, siempre y cuando la pérdida de uranio de estas rocas sea relativamente rápida y encuentre una trampa para su concentración (Stuart et al., 1983). Las características de estas asociaciones petrográficas son similares a las descritas por la PMCN. La participación de extensos plateau ignimbríticos favorece esta situación porque los cambios que se operan en estas rocas durante los procesos de soldamiento y devitrificación son favorables para la liberación del uranio que contienen (Baker y Henage, 1977; Stuart et al., *op.cit.*).

Asociados a la provincia magmática de Sierras Pampeanas se encuentran algunos yacimientos de uranio, como por ejemplo los de los distritos de Los Gigantes y de Comechingones (Lucero et al., 1974). Asimismo los granitos del batolito de Achala muestran contenidos de uranio mayores que los de otros batolitos (Nicolli et al., 1975;

Rapela, 1982).

En la PMCN son frecuentes los depósitos y manifestaciones de uranio que están relacionados a las rocas eruptivas permotriásicas. Asimismo estas rocas con frecuencia presentan anomalías, que sin constituir depósitos, son un indicio del elevado contenido de uranio de estas rocas (Belluco et al., 1974). El distrito más importante es el de Sierra Pintada en la provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana y la mineralización está en areniscas del Permo-Triásico y se originó por lixiviación de las rocas eruptivas de esta edad (Nicolli, 1974).

En síntesis, el carácter metalogenético de la PMCN difiere notablemente con el de la provincia andina, lo cual está de acuerdo con las diferencias petrológicas mencionadas. Con respecto a las Sierras Pampeanas estas diferencias son menores, coincidiendo con un menor contraste en el carácter petrológico de ambas provincias.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de una investigación mayor en el ámbito del Macizo Norpatagónico llevada a cabo mediante subsidios otorgados por Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Una cantidad significativa de las conclusiones petrológicas a las que se arribaron en este trabajo fue posible debido a la calidad de los datos analíticos. Se quiere por ello dejar un expreso agradecimiento al Dr. Julio C. Merodio y a los técnicos del CONICET a su cargo Srs. Jorge Wlasiuk y Horacio Benítez, ya que la misma se debe al continuo perfeccionamiento de las técnicas analíticas y controles reiterados de exactitud y precisión. Se agradece especialmente también la lectura crítica del manuscrito y sugerencias por parte del Dr. Roberto Caminos.

	Granito Calvo	Cordillera Frontal (granitos eo-triásicos)			Leucoadamelitas Triásicas Australia Oriental		Bishop Tuff Inicial Final		
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	76,76	77,39	77,67	71,42	76,53	75,96	77,21	77,4	75,5
TiO ₂	0,08	0,12	0,17	0,10	0,05	0,07	0,06	0,07	0,21
Al ₂ O ₃	11,73	11,97	11,16	12,41	13,00	12,18	12,33	12,3	13,0
Fe ₂ O ₃	0,28	0,81	0,62	0,47	0,20	0,32	0,34	—	—
FeO	1,09	0,47	1,49	0,83	1,53	0,81	0,16	0,70 (t)	1,1 (t)
MnO	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,04	0,02
MgO	0,17	0,04	0,04	0,11	0,01	0,12	0,16	0,01	0,25
CaO	0,66	0,32	0,40	0,63	0,16	0,55	0,36	0,45	0,95
Na ₂ O	3,71	3,27	3,70	3,18	3,57	3,98	3,96	3,90	3,35
K ₂ O	4,57	4,90	4,44	4,52	4,02	4,66	4,67	4,80	5,55
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
Rb	276	—	—	—	—	—	—	190	95
Sr	50	—	—	—	—	—	—	10	110
Ba	492	—	—	—	—	—	—	10	465
Zr	121	—	—	—	—	—	—	85	140

1: Este trabajo (promedio 6 muestras, Cuadro 3); 2 y 3 (Parada, 1981); 4 y 5 Mpodozis et al. (1976); 6 y 7: Shaw y Flood (1981); 8 y 9: Hildreth (1980); (t): hierro total como FeO.

CUADRO 5: Composición química de leucogranitos y neopaleozoicos triásicos y de ignimbritas recientes de caldera.

Lista de Trabajos citados en el texto

- ANDREIS, R. R., 1969. Los basaltos olivínicos del Cerro Guandacol (Sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. *IV Jor. Geol. Arg., Actas 1:15-34*. Bs. As.
- ANGELELLI, V., 1943. El distrito wolfrámico de Arrequeintín, Departamento Iglesia, provincia de San Juan. *Dir. Minas y Geol. (inéd.)* Bs. As.
- BAGBY, W. C., K. L. CAMERON y M. CAMERON, 1981. Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of western Chihuahua, Mexico. *Jour. Geophys. Res.*, 81: 10402-10410, Washington.
- BAKER, B. H. y L. F. HENAGE, 1977. Compositional changes during crystallization of some peralkaline silicic lavas of the Kenya Rift Valley. *Jour. Volcanol. Geotherm. Research*, 2: 17-28.
- BATEMAN, P. C. y B. W. CHAPPELL, 1979. Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Amer. Bull., Part I*, 90: 465-482.
- BELLUCO, A., J. DIEZ, C. ANTONIETTI, H. ACHEN y C. VALERDI, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de Mendoza y Neuquén. *V Cong. Geol. Arg. Actas II*, 37-53. Bs. As.
- BRODTKORB, M. y A. BRODTKORB, 1969. Reseña mineralógica del yacimiento San Martín, Valcheta, provincia de Río Negro. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (1)*: 15-20, Bs. As.
- CAMINOS, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (3)*: 351-392, Bs. As.
- _____, U. G. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera Frontal de Mendoza, Rep. Argentina. *Segundo Cong. Geol. Chileno, Actas 1: F43-F61*. Arica.
- _____, 1983 Descripción geológica de las Hojas 39g Tapiluke y 39h Chipauquíl, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inf. inéd., Bs. As.
- _____, C. A. CINGOLANI, F. HERVE y E. LINARES, 1982. Geochronology of the Pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36°S. *Earth Science Reviews*, 18:333-352.
- CAPODEVILA, R., F. MEGARD, J. PAREDES y P. VIDAL, 1977. Le batholite de San Ramon, Cordillere Orientale du Pérou Central. *Geol. Rund., 66 (2)*: 434-446, Stuttgart.
- CINGOLANI, C. A. y R. VARELA. Examen geocronológico por el método Rb-Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. *V Congr. Geol. Arg. Actas I*: 349-371. Bs. As.
- COBBING, E. J. y W. S. PITCHER, 1972. The Coastal Batholith of central Peru. *J. Geol. Soc. Lond*, 128: 421-460. Northern Ireland.
- _____, W. S. PITCHER, J. J. WILSON, J. W. BALDOCK, W. P. TAYLOR, W. MCCOURT y N. J. SNELLING, 1981. The geology of the western Cordillera of northern Peru. *Inst. Geol. Sci. Overseas Mem. 5*, Londres.
- COIRA, B. L., F. NULLO, C. PROSERPIO y V. A. RAMOS, 1975. Tectónica del basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXX (4): 361-383, Bs. As.
- CRIAADO ROQUE, P. y G. IBÁÑEZ, 1979. Provincia geológica Sanrafaelino-Pampeana. *EN J. C. M. Turner (Coordinador), Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Cienc. 1:837-869*, Córdoba.
- DALLA SALDA, L., M. LEGUIZAMON, M. MAZZONI, J. MERODIO, C. RAPELA y L. SPALLETI, 1981. Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°20'S. *VIII Cong. Geol. Arg., Actas III: 629-657*, Bs. As.
- DAPP, K. W. y S. PICHONIAK, 1981. Geodynamik und Magmenese in der Küsterkordillere Nordchiles zwischen Taltal und Chañaral. *Geotektonische Forschungen*, 61, 1-166.
- DEL MONACO, A. N., 1971. Geología económica de los niveles 110 y 140 de la mina "Gonzalito", Prov. Río Negro. *Rep. Arg., Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXII (1), 57-66, Bs. As.
- FREIMUTH, M., M. BUTSCHKOWSKYJ y A. M. ORLANDO, 1959. Nueva existencia de hübnerita en la Argentina al noroeste de Somuncurá, Río Negro. *Com. Museo Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia. I (15)*: 1-14, Bs. As.
- GILL, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlín. 390 pp.
- GODEAS, M. C., 1982. Geología del Bajo de La Leona, provincia de Santa Cruz, con especial referencia a las relaciones de contacto entre las plutonitas de La Leona (Formación La Leona) y la Formación La Golondrina, y los fenómenos de alteración. Universidad de Buenos Aires, Fac. Cienc. Exactas y Nat., Tesis Doctoral (inéd.) Bs. As.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1950. Geología y petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). *Dir. Gen. Miner., Bol.* 70: 1-100, Bs. As.
- GRANT, J. N., C. HALLS, W. AVILA y G. AVILA, 1979. Actividad ígnea y evolución de los sistemas hidrotermales de algunos yacimientos subvolcánicos de estaño en Bolivia. *Rev. Minera BMIN*, 101: 3-17, La Paz.
- HILDRETH, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.*, 180: 43-75, Boulder.
- _____, 1981. Gradients in silicic magma chambers: implication for lithospheric magmatism. *Jour. Geophys. Res.*, 86 (B11): 10153-10192, Washington.
- HUTCHISON, C. S., 1975. The norm, its variations, their calculation and relationships. *Schweitz. Mineral., Petrogr. Mitt.*, 55: 243-256.
- IRVINE, T. N. y W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- KITTL, E., 1967. Característica y formación de los yacimientos metalíferos entre Valcheta y Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Com. Museo Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia II (2)*: 15-30, Bs. As.
- LANCELOT, J. R., G. LAUBACHER, R. MAROCCO y U. REINAUD, 1978. U/Pb radiocronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru). Extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geol. Rund.*, 67 (1): 236-243, Stuttgart.
- LINARES, E., E. J. LLAMBIAS y C. O. LATORRE, 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República

- Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Asoc. Geol. Rev.*, XXXV (1): 87-146, Bs. As.
- _____, M. A. MANAVELLA y A. PIÑEIRO, 1978. Geocronología de las rocas efusivas de la zona de los yacimientos "Dr. Baulías" y "Los Reyunos". Sierra Pintada de San Rafael, Mendoza, República Argentina. VII Congr. Geol. Arg. Actas II: 13-21, Bs. As.
- LUCERO, H. N., J. DIEZ y J. M. NOYA, 1974. Los depósitos uraníferos de las Sierras Pampeanas (Provincias de Córdoba y San Luis) República Argentina. V Cong. Geol. Arg. Actas II: 153-173, Bs. As.
- LUTH, W. C., R. H. JAHNS y O. F. TUTTLE, 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journ. Geophys. Res.*, 69: 759-773, Washington.
- LLAMBIAS, E. J., 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. *Dir. Minas Provincia de La Pampa (inéd.)*, Santa Rosa.
- _____, y L. MALVICINI, 1966. Metalogénesis asociada a los plutones graníticos de la Cordillera Frontal, entre quebrada de Agua Negra y Río Castaño, San Juan. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXI (4): 239-261, Bs. As.
- _____, y L. MALVICINI, 1969. The geology and genesis of the Bi-Cu mineralized breccia-pipe, San Francisco de Los Andes, San Juan, Argentina. *Econom. Geol.*, 64: 271-286.
- _____, y M. A. LEVERATTO, 1975. El "plateau" riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. II Congr. Iberoamer. Geol. Econom. Actas I: 99-114, Bs. As.
- _____, M. PALACIOS y J. C. DANDERFER, 1976. Petrología de la Cantera López Lecube, Provincia de Bs. As. *Asoc. Arg. Miner. Petrol. Sedim. Rev.*, 7: 83-87, Bahía Blanca.
- _____, y C. RAPELA, 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXIX (1-2) 220-243, Bs. As.
- MALVICINI, L., 1975. La continuación del cinturón occidental de estaño y wolframio de América del Sur en Argentina. IIº Congr. Iberoamericano Geol. Econom. Actas II: 385-404, Bs. As.
- _____, 1978. Las vetas de estaño y plata de Mina Pirquitas (Pircas), provincia de Jujuy, República Argentina. *Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sed.* IX (1-2): 1-25, Bs. As.
- _____, y E. J. LLAMBIAS, 1974. Metalogénesis del manganeso en el Macizo Nordpatagónico. Vº Congr. Geol. Arg. Actas II: 203-222, Bs. As.
- _____, y E. J. LLAMBIAS, 1982. El magmatismo mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en Argentina. Vº Congr. Latinoamer., Geol., Actas III: 547-566, Bs. As.
- MANERA, T., 1972. La mineralización de yacimientos de fluorita de la provincia de Río Negro. Tesis Doctoral Universidad Nac. del Sur, (inéd.), Bahía Blanca.
- MINIUSSI, C., J. MERODIO, V. GOMEZ DE POSADAS y J. MEDA, 1980. Determinación de elementos minoritarios y traza en rocas aluminosilícicas por fluorescencia de rayos X. *Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed.*, Rev., XI (1): 15-21, Bs. As.
- MIRRE, J. C., 1973. Vulcanismo alcalino de probable edad triásica en la Sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan). *Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim. Rev.*, IV: 143-149, Bs. As.
- MONTECINOS, P., 1979. Plutonismo durante el ciclo tectónico andino en el norte de Chile, entre los 18°-20° Lat. Sur. Segundo Congr. Geol. Chileno. Actas 3: E9-E108.
- MPODOZIS, C., M. A. PARADA y S. RIVANO, 1976. Acerca del plutonismo tardi-Hercínico de la Cordillera Frontal entre los 30° y 33° sur (provincias de Mendoza y San Juan, Argentina; Coquimbo, Chile) VI Congr. Geol. Arg., Actas 1: 143-166, Bs. As.
- NICOLLI, H. B., 1974. Consideraciones sobre la génesis de depósitos uraníferos en areniscas: distrito de Sierra Pintada, departamento San Rafael, provincia de Mendoza. V Cong. Geol. Arg., Actas II: 223-242, Bs. As.
- _____, M. A. GAMBA, N. E. FERREYRA y F. H. LARUMBE, 1975. Geoquímica de las plutonitas de la sierra de Los Gigantes, provincia de Córdoba, República Argentina: fenómenos relacionados con la distribución de uranio. II Cong. Iber. Amer. Geol. Econ., VI: 189-216, Bs. As.
- NULLO, F. E., 1978. Descripción geológica de la hoja 41d, Lipetrén. *Serv. Geol. Nac. Bol.* 158: 1-88, Bs. As.
- O'HARA, M. J., 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature*, 266: 503-507, London.
- _____, y R. E. MATHEWS, 1981. Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 138, 237-277, Northern Ireland.
- OYARZUN, J. y J. VILLALOBOS, 1969. Recopilación de análisis químicos de rocas chilenas. *Univ. de Chile, Depart. de Geol., Publ. Nº 33*.
- PARADA, M. A., 1981. Lower Triassic alkaline granites of central Chile (30°S) in the High-Andean Cordillera. *Geol. Rundschau*, 70,3 1043-1053, Stuttgart.
- _____, F. MUNIZAGA, y K. KAWASHITA, 1981. Edades Rb-Sr total del batolito compuesto de los ríos Elqui-Limari a la latitud 30°S. *Rev. Geol. Chile*, Nº 13-14, 87-93, Santiago.
- PITCHER, W. S., 1978. The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. Lond.*, 135: 157-182, Northern Ireland.
- POLANSKI, J., 1957. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XII (3): 165-196, Bs. As.
- QUARTINO, B. J., 1969. Perfil cordillerano al oeste de Calingasta, provincia de San Juan, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXVI (4): 389-392, Bs. As.
- _____, y R. A. ZARDINI, 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colanquil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. *Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXII (5): 5-63, Bs. As.
- RAPELA, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXXVII (3): 313-330, Bs. As.
- _____, y L. HEAMAN, 1983. Composición química de granitos batolíticos de las Sierras Pampeanas. *Rev.*

Mus. La Plata (en prensa).

- _____, L. M. HEAMAN y R. H. McNUTT, 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Jour. Geol.*, 90: 574-582, Chicago.
- _____, L. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGON, 1982. Estudio geoquímico y petrológico del vulcanismo paleogeno en la zona de San Carlos de Bariloche y la Sierra de Cuyín Manzano, Provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. *VR Congr. Latinoamer. Geol. Actas III*: 567-584, Bs. As.
- ROLLERI, E. O., 1975. Provincias geológicas bonaerenses, en *Geología de la Provincia de Bs. As. VI Congr. Geol. Arg., Relatorios*: 29-54. Bs. As.
- SAAVEDRA, J., Geochemistry of barren granites and those mineralized with tin and tungsten in west Central Spain. En *Metallization Associated with acid magmatism*. Ed. por A. M. Evans, John Wiley & Sons Ltd.
- SHAW, H. R., R. L. SMITH y W. HILDRETH, 1976. Thermogravitational mechanisms for chemical variations in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 8, 1102.
- SHAW, S. E. y R. H. FLOOD, 1981. The New England Batholith, eastern Australia: geochemical variations in time and space. *Jour. Geophys. Res.* 86 (B11): 10530-10544, Washington.
- SILLITOE, R., 1977. Permo-carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene Porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Econ. Geol.*, 72: 99-109.
- SMITH, W. W. y W. M. GONZALEZ, 1947. Tungsten investigations in the Republic of Argentina, 1940-1943. *U. S. Geol. Survey, Bull.*, 954-A: 12-26.
- SPALLETTI, L. A., 1979. Paleocambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja. *Bol. Acad. Cienc.* 53: 167-202, Córdoba.
- STIPANICIC, P. N., R. TOUBES, J. P. SPIKERMANN y M. HALPERN, 1971. Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXVI (4): 459-467, Bs. As.
- STOLL, W. C., 1965. Metallogenic provinces of South

America. *Mining Magazine*, 112, 22-33 y 90-99, Londres.

- STUART, E. J., T. J. BORNHORST, W. I. ROSE y D. C. NOBLE, 1983. Distribution and mobility of uranium and thorium in the peralkaline Soldier Meadow Tuff, Northwestern Nevada. *Econ. Geol.*, 78:353-358.
- TAUSON, L. V. y V. D. KOZLOV, 1973. Distribution functions and ratios of trace elements concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites. En *Geoch. Exploration, 1972, Proc. 4th int. geochem. Expl. Symp.*, Inst. Min. Metall: 37-44, Londres.
- TAYLOR, S. R., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, 6, 133-213.
- TURNER, J. C. M. y B. A. J. BALDIS, 1978. La estructura trascontinental del límite septentrional de la Patagonia. *VIII Congr. Geol. Arg., Actas II*: 225-238, Bs. As.
- VALLES, J. M., 1978. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina "Gonzalito", Departamento San Antonio, Valcheta, Río Negro. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIII (4), 325-344, Bs. As.
- VICENTE, J. C., 1975. Essai d'organisation paleogeographique et structurale du Paleozoique des Andes Meridionales. *Geol. Rund.*, 84 (2): 343-394, Stuttgart.
- VILLAR, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. *II Cong. Iber. Amer. Geol. Econ. Actas III*: 135-155, Bs. As.
- VIVIER, G., E. AUDEBAUD y N. VATIN-PERIGNON, 1976. Le magmatisme tardihercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne: bilan géochimique des éléments incompatibles. *4 Réunion des Sciences de la Terre*, 386, Paris.
- WETTEN, F., 1955. Estudio geológico-minero de los yacimientos de wolfram de Arrequintín, Departamento Iglesias, San Juan. *Univ. Nac. de Cuyo*, (inéd), San Juan.
- WHITE, A. J. R., B. W. CHAPPELL y J. R. Cleary, 1974. Geologic setting and emplacement of some Australian Paleozoic batholiths and implication for intrusive mechanism. *Pacific Geology*, 8: 159-171, Tokio.

Recibido: 20 julio, 1983

Aceptado: 13 setiembre, 1984

CARLOS W. RAPELA

Centro de Investigaciones
Geológicas
Calle 1 N° 644
1900 La Plata
CONICET

EDUARDO J. LLAMBIAS

Servicio Minero Nacional
Avda. Santa Fe 1548
1060 Buenos Aires
CONICET

RASGOS ESTRATIGRAFICOS Y PALEOAMBIENTALES DEL PALEOZOICO DE LAS ISLAS MALVINAS

ROBERTO A. SCASSO Y JOSE E. MENDIA

Resumen

Se describen las unidades reconocidas en la sucesión paleozoica sedimentaria aflorante en Caleta Shag y Cabo Belgrano (Isla Gran Malvina) y alrededores de Puerto Argentino (Isla Soledad), Islas Malvinas, República Argentina.

La sucesión alcanza un espesor del orden de los 4000 m y se apoya sobre basamento ígneo metamórfico de edad precámbrica. Se inicia con areniscas cuarcíticas y conglomerados (Formación Puerto Stephens) en cuyas capas basales se hallaron trazas fósiles que sugieren una edad ordovícica o silúrica para el inicio del ciclo sedimentario. Siguen areniscas y pelitas con fósiles terrestres y marinos del Devónico (Formación Bahía Fox) que en transición pasan a areniscas cuarcíticas y cuarcitas con restos de plantas atribuidos al Devónico (Formación Caleta Shag). En discordancia sobre esta última se apoyan diamictitas de posible origen glacial (Formación Lafonian) culminando la sucesión con areniscas finas y pelitas oscuras con restos de plantas pertenecientes a la flora de *Glossopteris* (Formación Punta Larga).

Abstract

The geological units recognized at Caleta Shag and Cabo Belgrano (Isla Gran Malvina) and Puerto Argentino surroundings (Isla Soledad), Islas Malvinas, Argentina, are described.

The sequence consists of approximately 4.000 m of continental and marine sedimentary rocks, resting unconformably on Precambrian basement. It begins with quartzitic sandstones and conglomerates (Puerto Stephens Formation) with trace fossils in their lower beds which suggest an Ordovician or Silurian age for the beginning of the sedimentation. Sandstones and shales, are laid over the previous unit carrying continental and marine fossils of Devonian age at various horizons (Fox Bay Formation). The formation gradually passes upward into quartzitic sandstones and quartzites containing plant remains assigned to the Devonian (Caleta Shag Formation). Diamictites of supposed glacial origin unconformably overly the quartzitic beds (Lafonian Formation) passing upwards into fine sandstones and dark shales containing plant remains belonging to the *Glossopteris* flora (Punta Larga Formation).

Introducción

La presente contribución surgió de la colaboración entre el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires, el Servicio Geológico Nacional y el Centro de Investigación de Recursos Geológicos, con el aporte del CONICET y la SECYT, quienes brindaron sus profesionales y medios económicos para materializar un proyecto elaborado por el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires, tendiente a obtener información geológica y paleomagnética que ayude a definir la posición relativa de las Islas Malvinas respecto del continente sudameri-

cano, y aportar datos al conocimiento de la evolución geotectónica del extremo sur del continente y zonas aledañas.

El trabajo de campo se efectuó durante parte de los meses de noviembre y diciembre de 1981 e intervino, además de los autores, el dr. J. F. Vilas del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires. Durante su transcurso se recolectaron más de 300 muestras orientadas para su estudio paleomagnético, además de aquellas destinadas a los análisis petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos previstos. Para estos análisis se utilizaron también un buen número de muestras orien-

tadas con la finalidad de cubrir la totalidad de la columna expuesta y además brindar datos para una mejor valoración de los resultados paleomagnéticos.

En este trabajo se dan a conocer los resultados del reconocimiento geológico de los alrededores de Puerto Argentino, Caleta Snag y Cabo Belgrano. Resultados preliminares fueron dados a conocer durante la Reunión de Comunicaciones organizada por la Asociación Geológica Argentina, llevada a cabo en el Salón de Actos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales el 9/6/82. (Mendía y Scasso, 1982).

Los autores desean agradecer a la Universidad de Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, C.I.R.G.E.O., CONICET, SECYT, LADÉ y Dirección General del Área Antártida y Malvinas de la Cancillería, que posibilitaron la realización de este trabajo.

Asimismo se agradece a los profesionales dr. Azcuy y lic. A. M. Moroni por los estudios paleobotánicos y palinológicos respectivamente; al dr. F. Roellig por los análisis difractométricos de las sedimentitas arcillosas; al lic. E. Malagnino por su aporte en la discusión de los depósitos relacionados con los ambientes glaciario y periglaciario y al lic. J. M. Cortés por la lectura crítica del manuscrito.

Por último corresponde destacar nuestro especial agradecimiento a los señores Robin Lee, Peter Robertson, Alex Betts, Morris Matthews, Miguel Olaechea y Comodoro Gilabert, todos ellos residentes en las islas en la época que se efectuó el relevamiento, quienes nos brindaron su hospitalidad y gentil ayuda.

Metodología de trabajo

La escasez de información geológica básica hizo necesario efectuar un relevamiento previo a escala 1:25.000 (figuras 1 y 2) para posteriormente realizar los perfiles columnares más detallados a escala 1:1.000 (figuras 3, 4 y 5).

El material recolectado a lo largo de casi 4.000 metros de espesor en la columna sedimentaria permite un conocimiento más preciso de la estratigrafía de la zona con referencia al ambiente deposicional de los sedimentos. Para los estudios de laboratorio, se contó con la colaboración del Servicio Geológico Nacional y del Centro de Investigación de Recursos Geológicos quienes tuvieron a su cargo la realización de 35 cortes delgados, 7 análisis difractométricos y 15 preparados para estudios palinológicos.

Para el análisis sedimentológico de 16 cortes petrográficos se empleó la técnica propuesta por Friedman (1953) midiéndose los ejes mayores de 200 clastos por corte

y agrupándolos en intervalos de 0,25 unidades ϕ , para luego graficarlos en papel probabilístico y semilogarítmico con las correcciones indicadas para el pasaje de frecuencias numéricas a ponderales (figura 3). De los gráficos se obtuvieron los siguientes parámetros: media, selección y desviación standard. El valor del percentil 1 se utilizó para determinar la competencia de las corrientes que depositaron los sedimentos. Los valores de media y desviación standard se utilizaron para construir el gráfico propuesto por Spalleti (1980) que define distintos campos correspondientes a ambientes deposicionales (figura 8). El índice de madurez textural se ha calculado siguiendo las indicaciones de Pettijohn et al. (1973: 588) en base al contenido de arcilla, selección y redondeamiento de los clastos.

Para el cálculo del índice de madurez mineralógica se utilizó un promedio de los cortes estudiados, basado en el conteo de 200 clastos, efectuándose la relación contenido porcentual de cuarzo versus contenido porcentual de feldespatos. Los vectores de paleocorrientes medidos en la estratificación entrecruzada fueron corregidos en cuanto a su posición estructural mediante un programa de computación proporcionado por el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Buenos Aires.

Antecedentes

El primer reconocimiento geológico de las islas se debe a Darwin (1846) quien distinguió dos unidades formacionales: las cuarcitas plegadas, estériles, que constituyen las serranías y las rocas más finas, friables, con fósiles del Paleozoico, de las tierras bajas. Morris y Sharpe (1846) describieron los fósiles recolectados por Darwin. Anderson (1907) dio a conocer la existencia de rocas de basamento, sobre las que se apoya la secuencia paleozoica, en Cabo Belgrano en el extremo sur de la Isla Gran Malвина. Posteriormente Halle (1912) efectuó el primer esbozo de mapa geológico de las islas, estableciendo las principales divisiones de la columna estratigráfica de la región. Baker (1924) realizó un reconocimiento geológico de mayor detalle, levantando un mapa a escala aproximada 1:550.000 sobre el que intentó diferenciar unidades en las secuencias devónica y carbónica-permiana.

La columna dada a conocer por Baker (1924) con sus relaciones estratigráficas, espesores y asignación de edades, sufrió sólo cambios de poca importancia hasta nuestros días. Algunos investigadores aportaron al conocimiento de aspectos particulares de la geología, tales como Newton (1906), Clarke (1913), Seward y Walton (1923), Joyce (1950), Adie (1952 a y b y 1953), Brown (1967) y Frakes y Crowell (1967). Reciente-

mente Greenway (1972) efectuó la fotointerpretación del área y, utilizando además la información disponible, confeccionó un mapa a escala 1:250.000 en el que volcó sus observaciones, modificando algunos aspectos del mapeo de Baker (1924) en cuanto a la delimitación de las unidades sedimentarias y su estructura. El trabajo de Greenway tiene el valor de una fotointerpretación sin el correspondiente control de campo, por lo que debe ponderarse con la debida reserva.

Los aportes realizados por investigadores de nuestro país son limitados por las razones históricas conocidas. Borrello (1963) sintetizó la información geológica disponible a esa fecha presentando un mapa a escala 1:500.000 que es una reedición, con modificaciones menores del carteo de Baker (1924). Etcheverehere (1975) realizó un estudio acerca de la constitución de los suelos y de la geología en general de las islas y Cingolani y Varela (1976) investigaron el basamento de Cabo Belgrano. Recientemente, Bellosi (1982) y Jalfin (1982) efectuaron relevamientos en la Isla Soledad aportando al conocimiento de las unidades del Paleozoico superior.

Por último es necesario destacar la falta de perfiles de detalle de las unidades reconocidas en la región en la bibliografía existente. Este trabajo pretende ser un aporte que contribuya a remediar, al menos localmente, esa carencia.

Geología

Estratigrafía

Los sedimentos paleozoicos se depositaron sobre un sustrato constituido por rocas intrusivas y metamórficas (Complejo Cabo Meredith) que solamente afloran en el extremo austral de la Isla Gran Malvina. Se pueden agrupar en dos secuencias silicoclásticas de las cuales la más antigua corresponde al Devónico inferior a medio (Grupo Isla Gran Malvina), en tanto que la superior es asignada al Paleozoico superior pudiendo llegar hasta el Triásico (Grupo Isla Soledad).

La secuencia devónica comprende tres unidades litoestratigráficas cuyos elementos predominantes y características son de abajo hacia arriba: areniscas feldespáticas y cuarcíticas grises bien compactadas, areniscas finas y pelitas oscuras friables con fósiles marinos y continentales y cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos claros, muy duras, con restos de plantas.

Discordantemente le sucede la secuencia permocarbónica en la que se reconocen las siguientes unidades: diamictitas de probable origen glaciario en la base y por encima, una alternancia de areniscas y lutitas de

tonos oscuros con restos de plantas correspondientes a la flora de *Glossopteris*. Esta última sección ha sido subdividida por varios autores en diversas formaciones cuya significación es, aparentemente, de valor local.

Devónico

Grupo Gran Malvina (Borrello, 1963, nom. subst., 1972).

Formación Puerto Stephens (Baker, 1924, nom. subst. Harrington, 1967)

Se atribuye a esta Formación un potente conjunto de sedimentitas, principalmente areniscas subarcólicas y cuarcíticas con conglomerados y pelitas subordinados, que aflora en la Isla Gran Malvina. En el sector sur de la misma, en el área de Cabo Belgrano, es dable observar el contacto entre esta Formación y el basamento proterozoico, compuesto por un conjunto de rocas metamórficas, acompañadas por diques aplíticos, pegmatíticos y de lamprófiro, que fueron datados por Cingolani y Varela (1976) indicando edades del orden de los 1000 m.a. Sobre la Formación Puerto Stephens yace la Formación Bahía Fox, constituida por lutitas y areniscas marinas portadoras de fósiles de edad atribuida al Devónico inferior alto. El paso de una a otra Formación se evidencia en el relieve por un brusco quiebre de la pendiente: la Formación Puerto Stephens aflora mientras que la Formación Bahía Fox se halla cubierta en gran parte por turbales o regolito, como se observa en el área de la Caleta Shag. Según Greenway (1972) el pasaje es transicional por alternancia de bancos duros y blandos. Baker (1924) estimó el espesor de estas capas en 1.600 metros aunque probablemente sea menor. En el anticlinal de las Montañas Hornby, a la latitud de Caleta Shag, se midió un espesor aflorante cercano a los 500 metros, calculándose que el resto de la sección, parcialmente cubierta, alcanza un espesor similar. En este último lugar se levantó el siguiente perfil (figura 3):

Techo: Cubierto

— **Intervalo entre muestras 71 a 82.** Areniscas de grano mediano a grueso de color blanco amarillento, compactas, poco porosas con porosidad principalmente secundaria debida a la moderada meteorización. Ocasionalmente se observa estratificación entrecruzada, cuyas láminas presentan gradación normal.

Al microscopio se observa (muestra 74) isoorientación de los ejes mayores de los granos, cuyos contactos son del tipo cóncavo-convexo. La selección es mala y los clastos presentan contornos angulosos debido al crecimiento secundario (las formas relictales observadas son redondeadas). El cemento está constituido por

cuarzo en crecimiento secundario, clorita, sericita y cuarzo microcristalino, los que ocupan los espacios intersticiales estando la matriz prácticamente ausente. Composición porcentual: cuarzo 82 %, feldespatos 9 %, biotita y muscovita 6 %. Accesorios: zircón y titanita. Clasificación: subarcosa (Pettijohn, 1963); arenita feldespática (Gilbert, 1954).

Espesor: 100 metros

- Intervalo entre muestras 83 a 86. Areniscas de grano grueso a muy grueso de colores claros, con tonalidades anaranjadas y amarillentas, a castañas por oxidación. Son rocas compactas con escasa porosidad siendo esta de tipo secundario originado por meteorización. Presentan estratificación entrecruzada, con láminas de espesor entre 3 y 50 mm cuya estructura interna es gradacional: forma bancos de unos 0,5 metros de espesor. Al microscopio (muestra 83) los clastos presentan mala selección, con contornos angulosos (por crecimiento secundario) y los contactos son rectos a cóncavo-convexos. El material ligante (cemento y/o matriz) es muy escaso y está compuesto por caolín, sericita y clorita.

Composición porcentual: cuarzo 80 %, feldespato (ortosa, microclino y oligoclasa) 12 %, micas 3 %. Accesorios: opacos, titanita, cuarzo policristalino.

Clasificación: subarcosa (Pettijohn, 1963); arenita feldespática (Gilbert, 1954).

Espesor: 43 metros.

- Intervalo entre muestras 87 a 90. Areniscas de grano mediano con características similares a las anteriores, en parte cubiertas por depósitos de faldes. Los colores son más intensos castaños a verdosos por meteorización, con pátinas de óxidos de hierro. Se destaca la gran escala de la estratificación entrecruzada.

Espesor: 145 metros

- Intervalo entre muestras 91 a 96. Areniscas de grano mediano de colores que varían entre castaño y gris verdoso claros. Son muy compactas con porosidad casi nula. Presentan estratificación entrecruzada con láminas entre 1 y 40 mm de espesor, en juegos que forman parte de bancos mayores, observándose entre ellas diferencias granulométricas (arena mediana y muy gruesa). Al microscopio (muestra 95) los clastos presentan contactos cóncavo-convexos a rectos presentando el mismo fenómeno de angularidad secundaria que las sedimentitas ya descritas. Se hallan groseramente orientados con su eje mayor paralelo a la superficie de deposición y moderadamente seleccionados.

Composición porcentual: cuarzo 80 %, feldespatos (ortosa y microclino) 12 %, micas 3 %. Accesorios: opacos, zircón, titanita. Cemento: cuarzo en crecimiento secundario, clorita, sericita y óxidos de hierro, dispuestos intersti-

cialmente.

Clasificación: subarcosa (Pettijohn, 1963); arenita feldespática (Gilbert, 1954).

Espesor: 115 metros

- Intervalo entre muestras 97 a 100. Areniscas de grano fino a mediano con colores grises claros que gradan a castaño amarillento y verdoso oscuros. Las más oscuras tienen mayor contenido de máficos, los que al alterarse le dan un color más intenso, presentando también mayor porosidad secundaria y menor compactación. La variedad más clara, que domina en el perfil, presenta al microscopio (muestra 99) clastos equidimensionales, originalmente redondeados, moderadamente seleccionados, cuyos contactos son cóncavo-convexos. Forman láminas de unos 3 mm de espesor, en las que se observa alterancia de arena fina a mediana. El material ligante es escaso e intersticial, compuesto por cuarzo en crecimiento secundario, caolín, illita y sericita.

Composición porcentual: cuarzo 95 %, biotita 3 %. Accesorios: limonita, titanita (grumosa y cristalina), zircón, opacos y cuarzo policristalino. Los feldespatos se hallan en su totalidad reemplazados pseudomórficamente por cuarzo.

Clasificación: ortocuarcita (Pettijohn, 1963)

Espesor: 70 metros

Base cubierta

Espesor total: 473 metros

En el área de Cabo Delgrano se levantó el siguiente perfil que comprende los estratos basales de la Formación Puerto Stephens. El perfil se integra con los estratos arborantes en el acantilado del Cabo Delgrano apoyados en discordancia sobre el basamento cristalino. Hacia arriba, estratigráficamente, continúa la Formación Puerto Stephens en las serranías que se elevan hacia el norte del cabo. De arriba hacia abajo se tiene:

- Intervalo entre muestras 122 a 128. Areniscas de grano mediano a grueso de color blanco amarillento, compactas a muy compactas. Se encuentran estratificadas en bancos de 0,5 a 1 metro de espesor, con estratificación entrecruzada y diagonal o masiva.

Los clastos son subangulosos a subredondeados moderadamente seleccionados, compuestos principalmente por cuarzo con algo de feldespatos. En determinados niveles, como se observa en el perfil de la figura 3, aparecen abundantes trazas fósiles atribuidas a *Arthropycus* Hall 1852.

Clasificación: subarcosa (Pettijohn, 1963)

Espesor: 40 metros

Intervalo entre muestras 148 a 155. En esta sección la pila sedimentaria se apoya sobre el basamento igneo-metamórfico el que se encuentra totalmente alterado en un espesor que oscila entre 0,5 y 3 metros por debajo del contacto. Sobre el suave paleorrelieve, con desniveles de hasta 30 metros, labrado sobre las rocas cristalinas, la secuencia se inicia con un conglomerado compuesto por clastos redondeados de cuarzo de hasta 20 cm de longitud y de arcillitas, cuyo espesor varía entre unos pocos centímetros hasta 1,5 metros. Sobre este banco se disponen capas de areniscas finas y pelitas de 0,1 a 0,5 metros de espesor de colores morados y grises, alternando con areniscas y sabulitas de colores claros. Las capas con sedimentos de grano fino presentan ondulitas simétricas y perforaciones rellenas por material más grueso (bioturbaciones?). Las rocas con sedimentos de grano más grueso son masivas o con estratificación entrecruzada y mucho más compactas. Al microscopio la facies de grano grueso (muestras 153 y 154) presenta clastos mal seleccionados, con contactos tangenciales a flotantes que ocupan un 75 % del corte. Los clastos de cuarzo son subredondeados mientras que los de feldespatos y micas son subangulosos. El crecimiento secundario en el cuarzo tiene poco desarrollo y los feldespatos están escasamente alterados.

Composición porcentual: cuarzo 73 %, feldespatos 22 %, micas 4 %.

Accesorios: zircón. El cemento representa un 25 % del corte y está compuesto por cuarzo microcristalino en mosaico, caolinita, calcita y sericita.

Clasificación: arcosa (Pettijohn, 1963)

La facies de grano fino (muestra 14d) está caracterizada por la mayor abundancia de minerales planares, orientados paralelamente al plano de estratificación, los que se destacan por su mayor tamaño con relación a los restantes clastos. Se reconocen como componentes principales cuarzo, microclino, ortosa y biotita, y como accesorios zircón, muscovita, granate y opacos.

Espesor: 15 metros

Base: Basamento igneo-metamórfico

Espesor total: 55 metros

Indices de madurez

A fin de aportar elementos para la caracterización del ambiente de depositación de los sedimentos y su área de procedencia, se determinaron los respectivos índices de madurez mineralógica y textural correspondientes a las secciones de Cabo Belgrano y Caleta Shag. Los valores obtenidos son los siguientes:

	I.M.M.	I.M.T.
Caleta Shag	7,70	submadura
Cabo Belgrano	3,30	submadura

Paleocorrientes

En el área de Caleta Shag los vectores medidos en estratificación diagonal y entrecruzada planar y en artesa tienen dirección NNE (fig. 7). En Cabo Belgrano Cingolani y Varela (1976) obtuvieron una distribución bimodal con un rumbo principal NNO y otro secundario ENE.

Area de aporte

Teniendo en cuenta las litofacies descritas y los índices de madurez mineralógica calculados así como los vectores de paleocorrientes medidos, el área de aporte de los sedimentos estaría ubicada al sur de las localidades estudiadas. Tanto en Caleta Shag como en Cabo Belgrano los datos sugieren que la degradación del basamento igneo-metamórfico ha provisto los elementos que dieron origen a estos depósitos, como se puede apreciar por la presencia de microclino y granate y la abundancia de biotita. En Caleta Shag la madurez mineralógica es mayor, seguramente por hallarse esta localidad más alejada del área de aporte.

Estructuras sedimentarias

En Caleta Shag la estructura sedimentaria dominante es la estratificación entrecruzada y diagonal de pequeña, mediana y gran escala, con 20° de inclinación promedio de las capas frontales, a menudo con estructuras de corte y relleno en su base, observándose ocasionalmente grandes canales rellenos por areniscas de grano grueso con estratificación entrecruzada de gran escala (Lámina I, foto N° 1). En la zona de Cabo Belgrano las areniscas alternan con rocas de grano fino (limoarenitas y pelitas) que presentan ondulitas de crecimiento.

Ambiente de sedimentación

Halle (1912) propone un ambiente mixto de tipo estuárico para estos depósitos. Otros autores (Baker, 1924; Adie, 1952a) han postulado un ambiente marino de poca profundidad, criterio que sostienen Cingolani y Varela (1976) para el área de Cabo Belgrano. Para este último lugar la secuencia aflorante es considerada en el presente trabajo como continental (fluvial) en su parte inferior y marina en su parte superior.

Los depósitos inferiores se asientan sobre un paleorelieve labrado en el basamento que muestra, a lo largo de esta superficie, un notable espesor de meteorización segu-

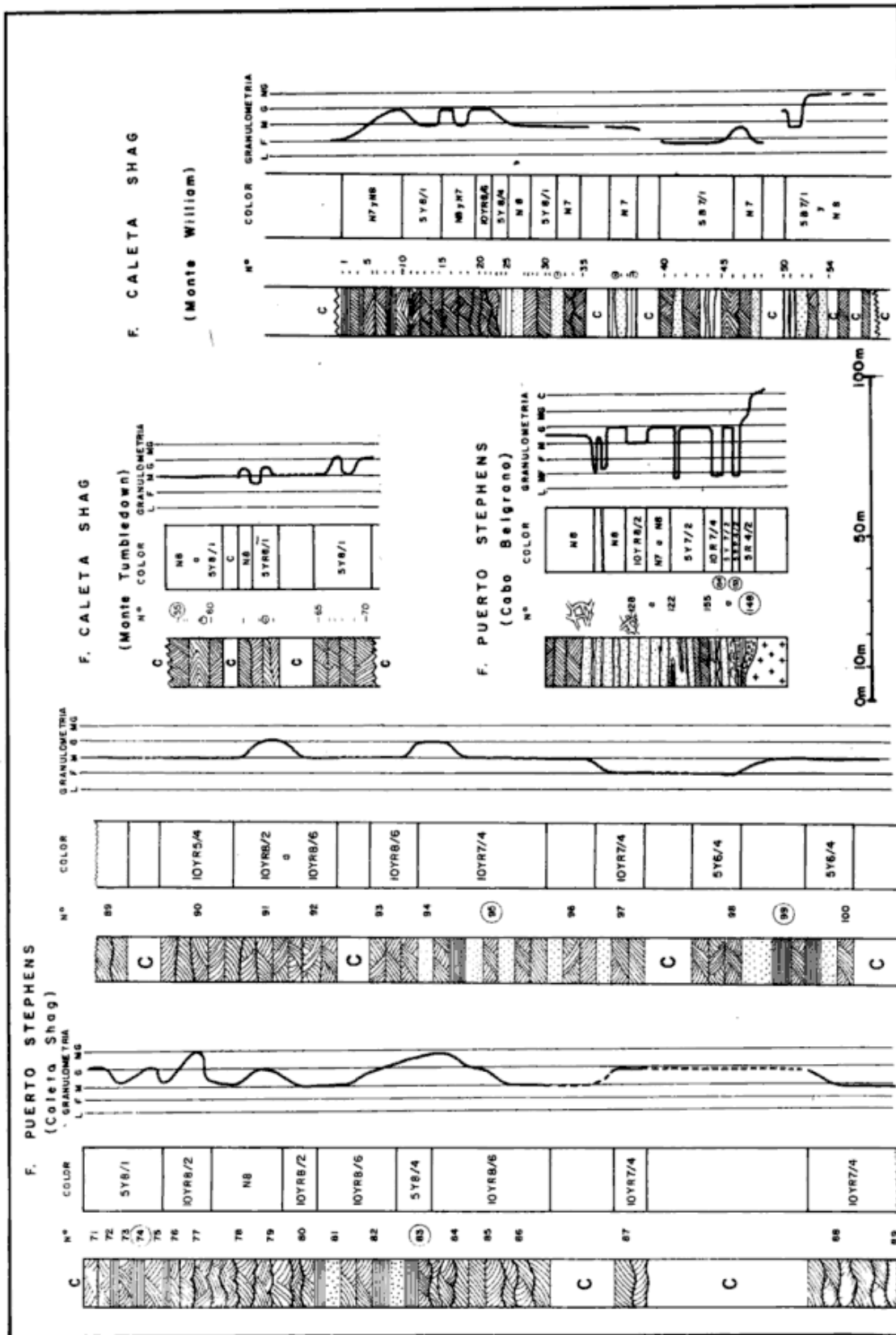


Fig. 3: Secciones columnares de las Formaciones Puerto Stephens (en Caleta Shag y Cabo Belgrano) y Caleta Shag (Montes Williams y Tumbledown).

ramente producto de una prolongada exposición. El conglomerado basal de la secuencia presenta espesor discontinuo y contiene clastos pelíticos junto con grandes clastos de cuarzo; se lo interpreta como un conglomerado residual de fondo de canal. Sobre él se interstratifican areniscas finas y limolitas de color rojo y gris (depósitos de planicie de inundación) con areniscas gruesas a conglomerádicas, mal seleccionadas, macizas o con estratificación entrecruzada. Los estudios granulométricos y texturales para estas últimas indican un medio de alta fluidez y energía ubicándose en el campo fluvial-playa en el gráfico de la figura 8. En consecuencia se atribuyen a depósitos de barras y canales fluviales.

La parte superior de la sucesión presenta areniscas homogéneas con mayor selección, agrupadas en bancos de geometría netamente tabular con trazas fósiles atribuidas a vermes o artrópodos marinos (*Arthropycus* Hall 1852). Esto indicaría que estas rocas se depositaron en un ambiente marino somero. En la zona de Caleta Shag la naturaleza de los afloramientos torna más complicada la interpretación ambiental. Como elementos destacables surgen el carácter arenoso predominante de la sucesión, la estratificación entrecruzada siempre presente a menudo de gran escala y con estructuras de corte y relleno, la granulometría y la textura que indican un medio deposicional de alta fluidez y moderada a alta energía (campos fluvial-playa y playa-médano fluvial en la figura 8). Globalmente estas características son coincidentes con las que Pettijohn et al. (1973) enuncian para los cuerpos de areniscas de plataforma marina que se desarrollaron sobre áreas cratónicas, especialmente durante el Paleozoico.

Edad

No se han hallado fósiles en estas sedimentitas. Se describen a continuación las trazas fósiles halladas en las areniscas del área de Cabo Belgrano en los acantilados que forman el cabo y en la bahía adyacente ubicada inmediatamente al oeste. Estos restos se atribuyen a *Arthropycus* (Hall 1852); son formas tubulares, rectas o ligeramente sinuosas, en ocasiones ramificadas, de 1 a 3 centímetros de diámetro y hasta un metro de largo. Se entrecruzan superponiéndose y formando redes apretadas en planos paralelos a la estratificación. La mayoría presenta un marcado surco longitudinal que las divide en dos lóbulos, mientras que los surcos transversales son casi imperceptibles o están ausentes. Aparecen siempre en epirrelieve y según indica Aceñolaza (1978) son trazas hypichonales. De los cuatro tipos de *Arthropycus alleghaniensis*

(Harlan), descriptos por Borrello (1966) en las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, el "bilobulado" presenta una notable similitud con los que son objeto de estudio en este trabajo si bien estos últimos son de un tamaño ligeramente mayor.

Para Hantzchel (1962) estas trazas indican una edad silúrico-devónica?; según Aceñolaza (1978) el rango cronológico de *Arthropycus* es Ordovícico-Silúrico siendo una forma cosmopolita. Borrello (1966) atribuye una edad ordovícica a la asociación completa de trazas existentes en la Formación La Tinta de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires que incluye *Arthropycus*. Este elemento común con la Formación Puerto Stephens sumado a la similitud litológica entre ambas formaciones, constituyen argumentos de correlación significativos. Por lo tanto se sugiere como más probable una edad ordovícica y/o silúrica, antes que devónica, para la Formación Puerto Stephens.

Formación Bahía Fox (Baker, 1924, nom. subst. Harrington, 1967)

Baker (1924) agrupó el conjunto de areniscas finas y pelitas friables de tonos oscuros, portadoras de fósiles marinos de edad devónica, bajo la denominación de Capas de Bahía Fox (Fox Bay Beds). Posteriormente Harrington (1967) adecuó este nombre de acuerdo con las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica, dándole el rango litoestratigráfico de formación.

La Formación Bahía Fox está bien representada en la isla Gran Malvina, donde ocupa gran parte de las tierras llanas y deprimidas con relación a las elevaciones, invariablemente compuestas por las rocas cuarcíticas de las Formaciones Puerto Stephens y Caleta Shag que se disponen por debajo y por encima, respectivamente de la Formación (Lámina I, foto N° 2). Los contactos son transicionales con alternancia de bancos duros y blandos en la base y gradacional con su techo.

Baker (1924) estimó el espesor de esta formación en unos 750 metros pero los espesores reales medidos en Caleta Shag son del orden de los 1600 metros (figuras 2 y 4). En el perfil levantado en este lugar se distinguieron dos miembros los que a continuación se describen:

Techo: Formación Caleta Shag

Formación Bahía Fox

Miembro superior (Intervalo entre muestras 240 a 253)

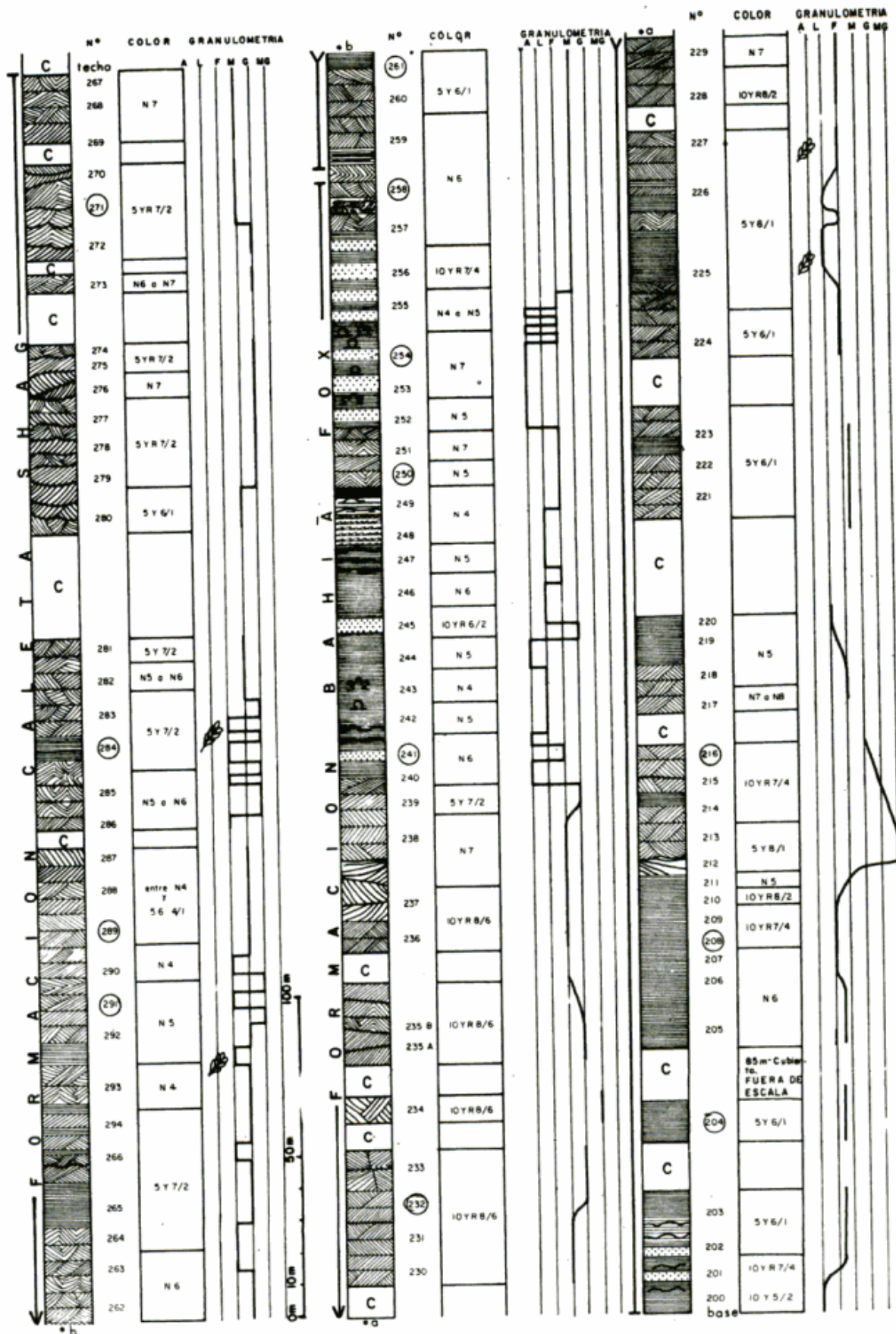


Fig. 4: Secciones columnares de las Formaciones Bahía Fox y Caleta Shag en el área de Caleta Shag.

Rocas pelíticas de color gris acero a gris oscuro con intercalaciones de areniscas finas y muy finas del mismo color. Esas últimas se presentan en bancos de hasta 0,6 metros de espesor, láminas de unos pocos milímetros, lentes planos y estructuras de tipo flaser. Los bancos arenosos son masivos o con estratificación entrecruzada de pequeña y mediana escala y bajo ángulo, en ocasiones con ondulitas asimétricas. Las lutitas presentan estratificación convoluta y retorcida y su laminación original está obliterada por la fracturación superficial. Entre las muestras 249 y 250 se intercala un banco carbonoso de 1 a 2 metros de espesor (figura 4).

Al microscopio las areniscas (muestras 241, 250, 254 y 258) presentan granos con contactos rectos a tangenciales, contornos subangulosos y angulosos, moderadamente a bien seleccionados y orientados con su eje mayor paralelo a la superficie de las láminas. La biotita, los minerales opacos y los pesados se agrupan formando láminas oscuras cementadas por óxido de hierro. El material ligante varía entre un 10 y un 20 % del volumen total de la roca y está compuesto por limonita, clorita, sericita-illita, caolín y crecimientos secundarios de cuarzo.

Composición porcentual: cuarzo 50 %, feldespatos (ortosa, albita, oligoclasa y microclino) 29 %, biotita y muscovita 13 %, opacos y materia carbonosa 6 %. Accesorios: granate, topacio, zircón, titanita y apatita.

Los estudios difractométricos realizados en las rocas pelíticas indican una composición de 75 % de illita, 25 % de caolinita y vestigios de vermiculita (Roellig, 1982).

Clasificación: Las areniscas se encuentran alrededor del límite arcosa-grauvaca feldespática (Pettijohn, 1963) o bien arenita arcósica-vaque arcósica (Gilbert, 1954).

Espeor: 185 metros

Miembro inferior (Intervalo entre muestras 200 a 239)

En la base se observan limolitas castaño verdosas, friables, porosas, masivas o con laminación paralela y ondulitas simétricas. Hacia arriba se intercalan con areniscas de grano mediano y fino, de color castaño a gris claro, moderadamente compactas y poco porosas, que pasan a ser dominantes hacia el techo de la unidad. Ocasionalmente aparecen bancos con abundante contenido micáceo y carbonoso e incluso con restos vegetales mal conservados, cuyo cemento es óxido de hierro el cual les confiere un tono algo más oscuro.

Las areniscas poseen estratificación entrecruzada planar y en artesa y estratificación diagonal, de pequeña y mediana escala en la parte media de la sección y de gran escala en la parte superior, presentando las capas frontales moderada o baja inclinación. Los juegos de estratificación entrecruzada se agrupan en bancos que no superan el metro de espesor siendo este por lo general menor. Al microscopio las areniscas de grano mediano y

fino (muestras 204, 208, 216 y 232) presentan clastos de contornos subredondeados a subangulosos, equidimensionales, excepto los minerales laminares que se encuentran isorientados, con contactos concavo-convexos. La selección es de moderada a buena. Los minerales pesados suelen agruparse en láminas. El material ligante es cuarzo en crecimiento secundario, clorita y sericita en proporciones variables. También se encuentra caolinita y óxidos de hierro aunque son más raros.

Composición porcentual: cuarzo 60 %, feldespatos (ortosa, albita, oligoclasa, microclino y anortoclasa?) 30 %, biotita 7 %. Accesorios: opacos, granate, titanita, topacio, zircón, epidoto, cuarzo policristalino.

Clasificación: arcosa (Pettijohn, 1963)

Espeor: 600 metros

Cubierto parcialmente por turbales. En los cauces de los arroyos se observa ocasionalmente afloramientos aislados de dimensiones muy reducidas o regolito de areniscas finas, limosas, de tonos castaños, similares a las descriptas.

Espeor: 800 metros

Base: Formación Puerto Stephens

Espeor total: 1585 metros

Índice de madurez mineralógica y textural

Se calcularon los índices de madurez mineralógica y textural para cada una de las secciones reconocidas, obteniéndose los siguientes valores:

	L.M.M.	L.M.T.
Miembro superior	1,7	Inmaduros
Miembro inferior		
alto	2,0	Submaduros
Miembro inferior		
bajo	2,0	Maduros

Proveniencia

La abundancia de feldespatos y la variada gama de accesorios indican proveniencia de rocas ígneas y metamórficas de alto grado para la totalidad de la columna expuesta en el área de Caleta Shag de la Formación Bahía Fox.

Paleocorrientes

Se midieron vectores en estratificación entrecruzada, planar y en artesa, y diagonal. La distribución obtenida es bimodal (figura 7) con una moda principal de rumbo N-NNE y otra, secundaria, con rumbo SSO, que muestran gran persistencia en todo el desarrollo de la unidad.

Ambiente de sedimentación

Las variaciones verticales que presenta la secuencia aflorante no son demasiado importantes: el carácter arenoso de los depósitos permanece constante y las variaciones granulométricas no son significativas, encontrándose restos vegetales en distintos niveles desde la base expuesta hasta el techo de la formación. No obstante las características observadas permiten esbozar un esquema ambiental distintivo para cada una de las secciones que la integran dentro de un marco de moderada movilidad tectónica.

Miembro inferior: Admite a su vez, desde el punto de vista ambiental, ser subdividida en dos secciones. La más baja con predominio de pelitas y limoarenitas con ondulitas simétricas y laminación paralela, texturalmente maduras pero mineralógicamente inmaduras, indicativas de un medio subáctico de baja energía. La parte superior está constituida por areniscas medianas y finas con estructuras sedimentarias de mediana y alta energía, depositadas en un medio de alta fluidez, texturalmente submaduras y mineralógicamente inmaduras que presentan niveles con restos carbonosos e improntas de tallos y hojas indeterminables. La distribución de los vectores de paleocorrientes es bimodal. En el diagrama de ambientes de la figura 8 las muestras estudiadas se distribuyen en los campos fluvial-playa, playa-médano-fluvial y médano-fluvial.

Las características apuntadas sugieren una progresiva continentalización de la cuenca, pasando de depósitos marinos de poca profundidad a depósitos mixtos, producto de un gran aporte sedimentario que podría generar una disposición progradante de las capas superiores.

Miembro superior. Dominan las pelitas y areniscas de grano fino con laminación paralela, estratificación lenticular y flaser, ondulitas asimétricas y estratificación entrecruzada de pequeña escala, bimodal y bipolar. Presentan un alto contenido de materia orgánica rota, con abundante leño, indicando un ambiente continental o costanero y también materia orgánica amorfa depositada en cuerpos de agua (Moroni, com. pers.). Las evidencias mencionadas sugieren un ambiente de albufera o planicie deltaica sometida a la acción de mareas para la depositación de estos sedimentos, acorde con la muy baja madurez textural y mineralógica de los mismos. En el gráfico paleoambiental (Figura 8) las muestras analizadas caen en el campo médano-fluvial.

Restos fósiles y edad

Se hallaron restos vegetales en niveles de los dos miembros reconocidos (fig. 4). En el miembro inferior se encuentran abundantes restos carbonosos e improntas de tallos y hojas indeterminables. Se procesaron varias muestras, provenientes de los niveles pelíticos del Miembro superior, para su estudio palinológico. Las mismas no proveyeron palinomorfos reconociéndose solamente materia orgánica moderada a abundante en las muestras 243, 245, 249 y 254 (Moroni, com. pers.).

La edad asignada a este conjunto por otros autores, sobre la base de los fósiles marinos encontrados, es Devónico inferior alto (Clarke, 1913; Boucot y Gill, 1956).

Formación Caleta Shag

Se propone esta denominación para las sedimentitas, principalmente cuarcíticas, con restos de plantas que coronan la sucesión devónica. Este término reemplaza al de Formación Puerto Argentino propuesto provisoriamente por Mendía y Scasso (1982).

Baker (1924) identificó estas capas con el nombre de Port Stanley Beds y posteriormente Borrello (1963 y 1972) agrupó las cuarcitas superiores del conjunto devónico con las facies continentales de la Formación Bahía Fox (Port Philomel Beds de Baker, op. cit.) en la Formación Monte María. Se basó para ello en el relevamiento de Baker que reconoció los afloramientos de rocas cuarcíticas que constituyen el núcleo del anticlinal de las montañas Hornby como pertenecientes a las Port Stanley Beds. Greenway (1972), en su fotointerpretación del área, asignó este conjunto a las Port Stephens Beds (Formación Puerto Stephens) reconociendo que este cordón montañoso, y su prolongación en el Monte María, estaba constituido por las cuarcitas inferiores de la secuencia devónica, a las que Baker había confundido con las superiores por su similitud litológica. El criterio de Greenway fue corroborado por nuestras observaciones en el campo por lo que no corresponde seguir utilizando la denominación de Formación Monte María (aceptada entre otros por Turner, 1980), ya que en este accidente geográfico no están representadas aquellas capas.

El área tipo está ubicada en la serranía costera que sigue una dirección nornoroeste en la orilla oriental de la isla Gran Malvina, entre las localidades de Bahía Fox y Puerto Howard. En este sector es dable apreciar el techo y base de la Formación, aflorando ésta en forma continua con un espesor relativamente constante entre 400 y 500 metros.

El perfil tipo fue levantado en el área de Caleta Shag, reconociéndose dos seccio-

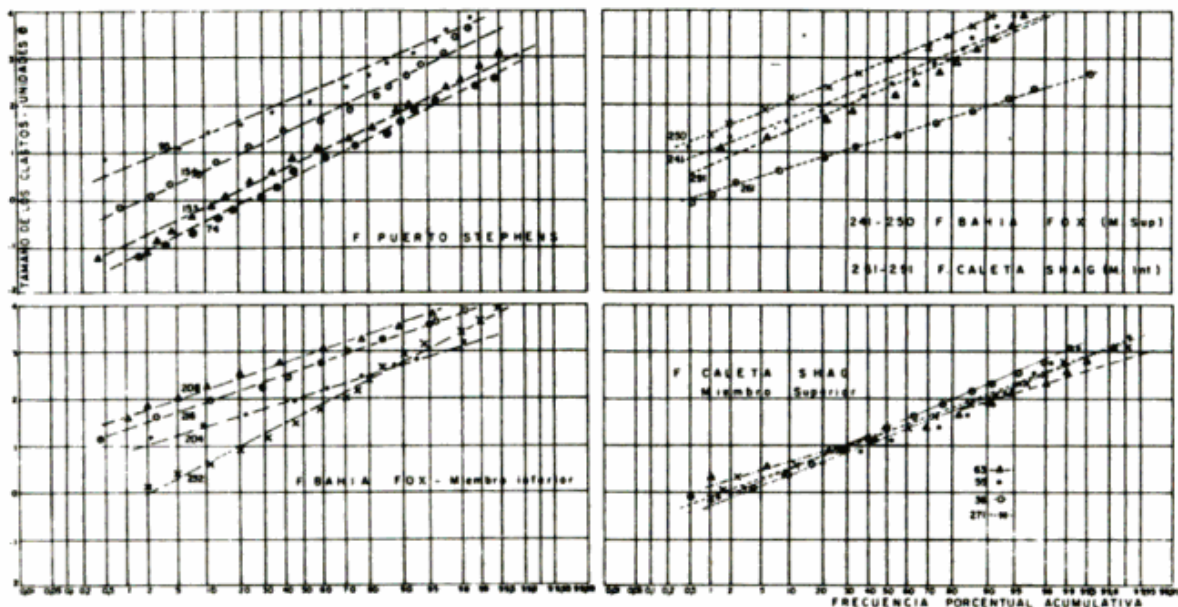


Fig. 6: Curvas de distribución de las Frecuencias Acumulativas en papel probabiilístico.

nes a saber:

Techo: Formación Lafonian

Miembro superior (intervalo entre muestras 284 a 287)

Areniscas de grano mediano a grueso, de color gris claro, muy compactas de porosidad prácticamente nula. Presentan estratificación entrecruzada, planar y en artesa, y diagonal de pequeña, mediana y gran escala, en láminas de 5 a 20 mm de espesor. Los bancos, que alcanzan un metro de espesor, están compuestos por uno o varios juegos de estratificación entrecruzada. En la base de los mismos es frecuente la estructura de corte y relleno.

Al microscopio (muestras 284 y 271) los granos presentan contactos cóncavo-convexos y están bien seleccionados, con contornos originalmente subredondeados que se tornan subangulosos por el crecimiento secundario. Se hallan groseramente isoorientados con los ejes mayores paralelos a las superficies de laminación.

Composición porcentual: cuarzo 94 %, biotita 2 %, feldespatos reemplazados pseudomórficamente por cuarzo: 2 %. Accesorios: opacos, titanita y turmalina. Matriz ausente. El cemento es cuarzo en crecimiento secundario e intersticial, estilpnomelano, sericita, clorita y caolín, ocupando un 5 % del volumen total de la roca.

Clasificación: ortocuarcita (Pettijohn, 1963); arenita cuárcica (Gilbert, 1954).

Espesor: 210 metros

Miembro inferior (intervalo entre las muestras 259/266 y 294/285).

Areniscas de color castaño amarillento y grisáceo, compactas y de muy baja porosidad. La granulometría es fina a mediana con frecuentes bancos

gruesos intercalados. Presentan estratificación entrecruzada planar y diagonal de pequeña y mediana escala, cuyos juegos se agrupan en bancos de hasta 0,5 m de espesor. La inclinación de las capas frontales no supera los 20°. Se observa también laminación horizontal en areniscas de grano fino y muy fino portadoras de restos vegetales.

Al microscopio (muestras 281 y 291) los granos presentan contactos cóncavo-convexos, son originalmente subredondeados pasando a subangulosos por crecimiento secundario y están bien seleccionados. Composición porcentual: cuarzo 85 %, ortosa, microclino y plagioclasa 8 %, biotita y muscovita 3 %. Accesorios: opacos, titanita y zircón. El material ligante ocupa un 6 % del volumen total de la roca y está compuesto por cuarzo en crecimiento secundario, sericita, cuarzo microcristalino y limonita.

Clasificación: subarcosa (Pettijohn, 1963); arenita feldespática (Gilbert 1954).

Espesor: 230 metros

Espesor total: 440 metros

Base: Formación Bahía Fox

En la Isla Soledad, en los alrededores de Puerto Argentino, afloran areniscas cuarcíticas, similares a las descriptas, asignadas a la Formación Caleta Shag (Lámina I, foto N° 3). En este sector, en los montes Williams y Tumbledown, se levantaron los perfiles que se describen a continuación (fig. 3):

Monte Williams

Techo: cubierto

Intervalo entre las muestras 1 a 54. Areniscas de grano mediano, con intercalaciones de grano fino

y grueso, de color gris claro y blanco a veces castaño por meteorización. Son muy compactas y la porosidad primaria ha sido prácticamente destruida. Presentan estratificación diagonal y entrecruzada planar y en artesa. Algunos bancos presentan estratificación horizontal. Se observó estratificación diagonal con el extremo superior de las láminas vuelto a causa de la circulación de corrientes sobrecargadas sobre los bancos aún no consolidados (Reineck y Singh, 1973). Las capas frontales de la estratificación entrecruzada y diagonal inclinan en promedio unos 15°.

Al microscopio los granos presentan contactos suturados a cóncavo-convexos, bien a moderadamente seleccionados, con contornos originales redondeados, isoorientados y estrechamente empaquetados. El crecimiento secundario de cuarzo es muy importante y junto con cuarzo en mosaicos cristalinos, sericita e illita constituyen el cemento de la roca.

Composición porcentual: cuarzo 95 %, biotita y muscovita 2 %, opacos y semiopacos 2 %. Accesorios: titanita, zircón y turmalina.

Clasificación: ortocuarcita (Pettijohn, 1963); Arenita cuárcica (Gilbert, 1954).

Espesor: 170 metros

Base: cubierta

Monte Tumbledown

Techo: cubierto

Intervalo entre las muestras 55 a 70. Areniscas de grano mediano y grueso, de color gris claro a azulado, con tonalidades castañas en superficies meteorizadas. Muy compactas y poco porosas, con fractura irregular. Las estructuras sedimentarias más conspicuas son estratificación entrecruzada planar y estratificación diagonal de pequeña y mediana escala. Al microscopio los granos presentan contactos suturados a cóncavo-convexos y se hallan estrechamente empaquetados. Son bien redondeados, si se descuenta el gran crecimiento secundario que muestran, y se orientan con el eje mayor paralelo a la superficie de estratificación.

Composición porcentual: cuarzo 96 %, biotita y muscovita 3 %. Accesorios: zircón, opacos, titanita y cuarzo policristalino.

El cemento lo constituyen el cuarzo en crecimiento secundario e intersticial junto con illita, sericita y caolinita. Algunos granos presentan rebordes cloríticos y de óxidos de hierro. No supera un 10 % del volumen total de la roca.

Clasificación: ortocuarcita (Pettijohn, 1963); arenita cuárcica (Gilbert, 1954).

Espesor: 65 metros

Base: cubierta

En toda la zona se observa marcada silificación evidenciada por el gran crecimiento secundario de cuarzo y las guías y venillas de cuarzo que rellenan fracturas,

con estructura en peine formada por cristales de cuarzo, elongados con su eje mayor dispuesto perpendicularmente a los bordes de la fractura, que aumentan su tamaño hacia el centro de la misma.

En la cantera al costado del camino que va de Puerto Argentino a Darwin (fig. 1) se encuentra expuesto un reducido espesor de areniscas y pelitas finamente laminadas muy friables de color gris ceniza. Al microscopio las areniscas presentan claras diferencias texturales y composicionales con las aflorantes en los Montes Williams y Tumbledown. La composición porcentual de los clastos es la siguiente: cuarzo 80 %; biotita 10 %; feldespatos muy alterados a sericita, caolinita, semiopacos 7 %; opacos 2 %. Accesorios: titanita y zircón. El material ligante ocupa cerca de un 20 % de la roca, aunque en parte parece provenir de la alteración de algunos clastos. Está compuesto por cuarzo, caolinita, sericita y clorita.

En lo que hace a las pelitas el estudio difractométrico de una muestra arrojó la siguiente composición: illita 60 %, caolinita 40 % y vestigios de cuarzo (Roellig, 1982).

Estas capas ocupan el núcleo del anticlinal más austral indicado en el mapa del área (fig. 1) y podrían pertenecer a la Formación Bahía Fox, la que ocupa estratigráficamente una posición inferior aunque se encuentra cubierta en casi toda esta zona.

Índices de madurez mineralógica y textural

Se calcularon para los distintos perfiles obteniéndose los siguientes valores:

	I.M.M.	I.M.T.
Caleta Shag (Miembro superior)	47	Submaduras a supermaduras
Caleta Shag (Miembro inferior)	10,6	Submaduras
Monte Williams	95	Submaduras a supermaduras
Monte Tumbledown	96	Supermaduras

En las dos últimas localidades no se reconocieron feldespatos y el índice de madurez mineralógica representa el porcentaje de cuarzo en la roca.

Paleocorrientes

Fueron medidas en estratificación entrecruzada y diagonal. En los montes Williams y Tumbledown la distribución de los vectores es prácticamente unimodal indicando dirección norte. En Caleta Shag la distribu-

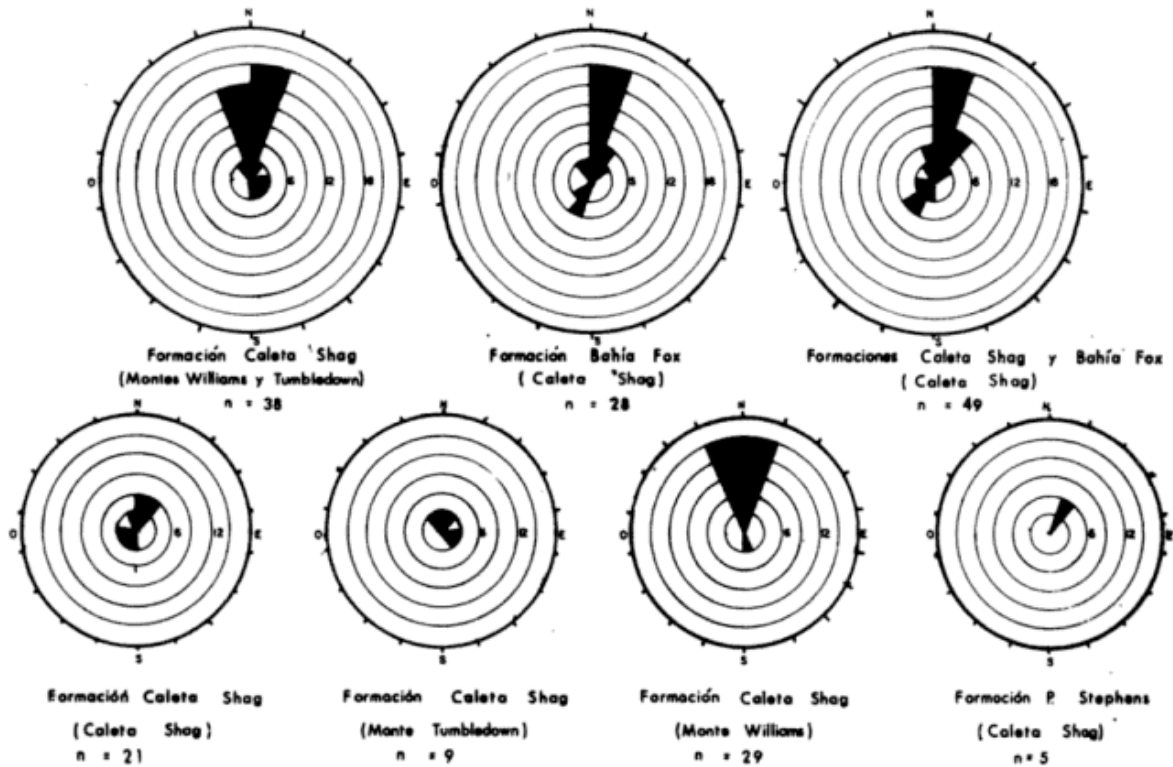


Fig. 7: Diagramas de paleocorrientes.

ción es más variada, con una moda principal hacia el noroeste y las restantes mediciones en el cuadrante suroeste (fig. 7).

Proveniencia

Estas capas presentan gran madurez mineralógica y poca variedad de minerales accesorios dentro de la categoría de los "ultrarresistentes". Consecuentemente los feldespatos han sido prácticamente eliminados. Estos elementos, junto con el redondeamiento de los granos de cuarzo, son comúnmente indicio de retrabajo de rocas sedimentarias preexistentes, cuya destrucción proveyó el material constitutivo de la Formación Caleta Shag. Una hipótesis alternativa permitiría explicar estos depósitos como producto de un largo período de transporte y exposición en un ambiente de moderada a alta energía, en un marco tectónicamente estable.

Restos fósiles

En la zona de Caleta Shag, en el miembro inferior, se destaca un nivel (muestra N^o 233) portador de abundantes restos vegetales en regular estado de conservación. Azcuy (com. pers.) reconoció impresiones de licópsidas de hasta 31 mm de ancho, con marcas prominentes de cicatrices foliares en disposición lepidodendroide. En el miembro superior se encuentran escasos restos vegetales en areniscas muy gruesas

(muestra N^o 284) constituidas por tallos de hasta 4 mm de ancho y 10 cm o más de largo, con ramificación dicotómica (Lámina I, foto N^o 4). El carácter grueso del sedimento portador impidió la observación de mayores detalles que permitan una clasificación.

Ambiente de sedimentación

Estas capas presentan una serie de rasgos indicativos de ambiente, si bien las evidencias no son totalmente coherentes. En primer lugar la geometría tabular que se manifiesta regionalmente, ya que estas rocas afloran extensamente en las dos islas mayores con un espesor aproximadamente uniforme. Se depositaron en un ambiente de moderada a alta energía y gran fluidez y son texturalmente submaduras a supermaduras. La buena selección que muestran indica que han tenido alta porosidad y esto ha influido fundamentalmente en la diagénesis. Hacia arriba se hallan truncadas por una discordancia pero hacia abajo se asocian con areniscas y pelitas de ambiente mixto. Se supone que estas ortocuarcitas se han depositado en un ambiente marino (playa, barras y canales de marea) en lenta transgresión o regresión sobre el continente, en un marco tectónicamente más estable que los depósitos que las subyacen.

En el diagrama de la figura 8 el común denominador de las muestras estudiadas es el ambiente fluvial-playa. Este agrupa-

miento las diferencia netamente de las restantes unidades en cuanto a sus características texturales. Una sola muestra (N^o 291) se aparta de este comportamiento indicando un ambiente diferente. Su ubicación en el perfil (figura 4) es muy cercana al nivel portador de abundantes restos vegetales, sugiriendo oscilaciones en la línea de costa que permitirían la intercalación de depósitos continentales en la columna.

Las paleocorrientes medidas en el área del Monte Williams presentan una unimodalidad poco frecuente en depósitos marinos. Por lo contrario en Caleta Shag las paleocorrientes son bimodales y bipolares e indicarían acción de mareas o corrientes marinas de dirección variable.

La estratificación entrecruzada en artesa de gran escala con estructura de corte y relleno, presente en determinados niveles del perfil, indicaría facies de canales de mareas. Los bancos con estratificación entrecruzada tabular de pequeña y mediana escala pueden representar depósitos de playa y barras marinas e, incluso, planicies de mareas arenosas.

La escasez de pejititas intercaladas en las areniscas es una limitación para la interpretación ambiental, ya que es lógico suponer que para cualquier depósito marino arenoso (playa, barras, planicies de mareas, tempestitas) existen lateralmente depósitos de materiales más finos (albúfera, ciertas facies de planicies de mareas, depósitos de plataforma por debajo de la base del tren de olas) de los cuales no existe registro en los perfiles estudiados. Por ello se proponen tentativamente los ambientes anteriormente citados, aclarando que no existe control acerca de las relaciones espaciales que guardan entre sí las facies presentes.

Edad

Restos de plantas similares a los hallados en el área de Caleta Shag han sido citados para la isla Gran Malvina por Halle (1912) y Seward y Walton (1923). Estos últimos autores asignan a esta flora una edad Devónico medio.

Grupo Isla Soledad (Borrello, 1963; nom. subst., 1972)

Formación Lafonian (Halle, 1912)

La denominación original de Halle (1912) comprendía las tres unidades reconocidas por él en la sucesión paleozoica superior. Baker (1924) llamó Tillita Lafonian a la sección inferior y posteriormente Frakes y Crowell (1967), para evitar connotaciones genéticas, propusieron el nombre de Formación Diamictita Lafonian. Por último Turner (1980) recupera la denominación original

pero limitando su alcance a los estratos de la sección inferior integrada por rocas oscuras bien litificadas, compuestas por una matriz areno-argilácea y clastos de variado tamaño dentro de la fracción conglomerádica. Afloran en la isla Soledad entre Fitz Roy y puerto Sussex y en la isla Gran Malvina en su costa oriental, sobre el estrecho de San Carlos, en puerto Purvis y en la bahía San Francisco de Paula. Alcanza su espesor máximo en este último lugar con 850 metros mientras que en las otras localidades es del orden de 400 metros (Frakes y Crowell, op. cit.). Belloso (1982) y Jalfin (1982) determinaron un espesor de 650 metros en el área de Black Rock.

En el área de Caleta Shag afloran unos 160 metros de diamictitas formando parte del ala del gran anticlinal de las Montañas Hornby Inclinan con gran ángulo hacia el este y aparentan concordancia con la Formación Caleta Shag, no obstante lo cual los rumbos medidos en promedio resultan levemente divergentes (del orden de los 7 grados). En esta zona se han reconocido tres facies, denominadas A, B y C, fácilmente diferenciables entre sí, que afloran en los barrancos de la costa sur de la Caleta Shag. En este lugar se levantó el siguiente perfil (fig. 5);

Techo: Formación Punta Larga

--- Cubierto. Esta zona representa seguramente un intervalo de rocas friables ya que en ellas se ha labrado un extenso bajo a lo largo de toda la costa.

Espesor: 400 metros

— Facies "A". Diamictita de color pardo verdoso oscuro, masiva, con escasos clastos en la fracción conglomerádica dispuestos saltuariamente dentro de una matriz limo-arcillosa que, al microscopio, presenta crecimientos de estilpnomelano dentro de una masa cristalina irreconocible. El estudio difractométrico revela que la fracción arcillosa está compuesta fundamentalmente por illita y en muy pequeña proporción montmorillonita, interestratificaciones no bien determinadas y vestigios de vermiculita (Roellig, 1982). La roca está intensamente fracturada y los afloramientos se destruyen en pequeños bloques angulosos, observándose en ocasiones disyunción catafilar en bochones de aproximadamente un metro de diámetro.

Espesor: 50 metros

— Facies "B". Forma parte de las intercalaciones estratificadas que, según Frakes y Crowell (op. cit.) ocupan una pequeña porción del volumen total de la diamictita. Asimismo estos autores utilizan estas facies para determinar el ambiente de deposición de la diamictita. La secuencia comienza con

pelitas amarillentas y grises bien estratificadas en bancos de unos 20 cm de espesor, con escasos clastos de hasta 50 cm de diámetro, friables e intensamente fracturadas, con un espesor de 4 metros.

Por encima se disponen 3 metros de areniscas finas y pelitas rojizas en bancos de unos 20 cm de espesor que en ocasiones presentan laminación. Contienen clastos de gran tamaño, algunos de diámetro mayor que el espesor de la capa (Lámina II, foto Nº 1). En el afloramiento sobresalen algunos bancos mejor indurados. Globalmente la composición de esta facies no difiere de la facies masiva in-frayacente.

Espesor: 7 metros

___ Facies "C". Diamictitas de color pardo verdoso a castaño amarillento o rojizo, con importante meteorización superficial. Los clastos de la fracción conglomerádica gradan desde bloques de unos 75 cm hasta tamaño sábula. Están compuestos por detritos de granitos, ortocuarzitas y areniscas muy compactas, esquistos replegados, lutitas y aptitas rosadas y verdes que ocupan un 15 % del volumen total de la roca. Se estudió la matriz al microscopio resultando compuesta por clastos tamaño arena y limo-arcilla en proporciones aproximadamente iguales. Los clastos de la fracción conglomerádica son subredondeados y redondeados con textura flotante dentro de una matriz arenosa fina y limosa con clastos angulosos. En la fracción de la matriz tamaño arena se reconocieron como componentes principales cuarzo, ortosa, oligoclasa y líticos de aptitas y granitos, mientras que los accesorios son granate, máficos cloritizados, biotita, muscovita, zircón y epidoto. La fracción limo-arcilla actúa como material ligante y está compuesta por cuarzo, feldespatos, muscovita y biotita inmersos en una masa de illita y clorita producto, al menos parcialmente, de recristalización. Los afloramientos presentan variado grado de fracturación que afecta por igual a los clastos y a la matriz.

Espesor: 100 metros

Base: Formación Caleta Shag

El índice de madurez mineralógica correspondiente a la fracción arena es de 1,50 y las rocas son inmaduras.

Procedencia

La diamictita se ha formado a expensas de la destrucción del basamento cristalino ígneo-metamórfico y de las sedimentitas devónicas. El material proveniente del basamento presenta características petrográficas similares, si no idénticas, al de las rocas de Cabo Belgrano. Frakes y Crowell (1967) mencionan clastos de vulcanitas, carbonatitas y rocas ígneas compuestas por máficos. Estas últimas podrían corresponder a los lamprófiros aflorantes en Cabo Belgrano pero las restantes indicarían un área de aporte diferente. Bellosi (1982) y Jalfin

(1982) reconocieron clastos de diabasa en la diamictita.

Frakes y Crowell (op. cit.) en base a evidencias direccionales sostienen que el movimiento de los hielos fue de oeste a este, con un área de aporte situada al oeste y fuera del ámbito de las islas.

Paleogeografía y ambiente de sedimentación

Frakes y Crowell (op. cit.) elaboraron un esquema paleogeográfico basándose principalmente en las intercalaciones de estratos que aparecen dentro de la diamictita masiva, cuyas características serían decisivas como indicadores de paleoambientes deposicionales. Así, en el extremo occidental de la isla Gran Malvina los depósitos corresponderían a eskers y abanicos formados por ríos subglaciares en su desembocadura en el mar, por debajo de la línea de flotación de los hielos. Una faja intermedia que abarcaría la mayor parte de la isla Gran Malvina correspondería a depósitos subácueos, formados por movimientos de remoción en masa asociados a flujos de barro y corrientes de turbidez, que habrían ocurrido por debajo de la calota que se internaba en el mar. Una tercera facies, mar afuera, abarcaría la costa este de la Gran Malvina y la isla Soledad, cuyos depósitos estratificados de geometría tabular serían netamente marinos, originados por corrientes de turbidez y balsamiento. Geográfica y petrográficamente la facies "B" de la diamictita de Caleta Shag correspondería a esta facies y algunos de los mencionados procesos generadores de estas rocas estratificadas permitirían explicar la presencia de grandes clastos aislados dentro de estratos de grano fino.

Sin entrar a cuestionar los procesos generadores de las intercalaciones estratificadas, del esquema paleogeográfico planteado por Frakes y Crowell surgen algunos interrogantes. En primer lugar el carácter estático de la distribución de los subambientes glaciares a lo largo de la depositación de grandes espesores de sedimento que no es compatible con la naturaleza misma del fenómeno glaciario, típicamente pulsatorio, con avances y retrocesos de las masas de hielo a través del tiempo. En segundo lugar el escaso volumen total de los depósitos, es más compatible con un esquema de glaciares y lagos relacionados, establecidos distalmente con respecto a los primeros que darían lugar a acumulaciones de till interestratificadas con depósitos glacialacustres y glaci-fluviales, que con una depositación glaci-marina. En tercer lugar es más sencillo explicar desde el punto de vista de una depositación sobre el continente la ausencia de fósiles marinos, que es ex-

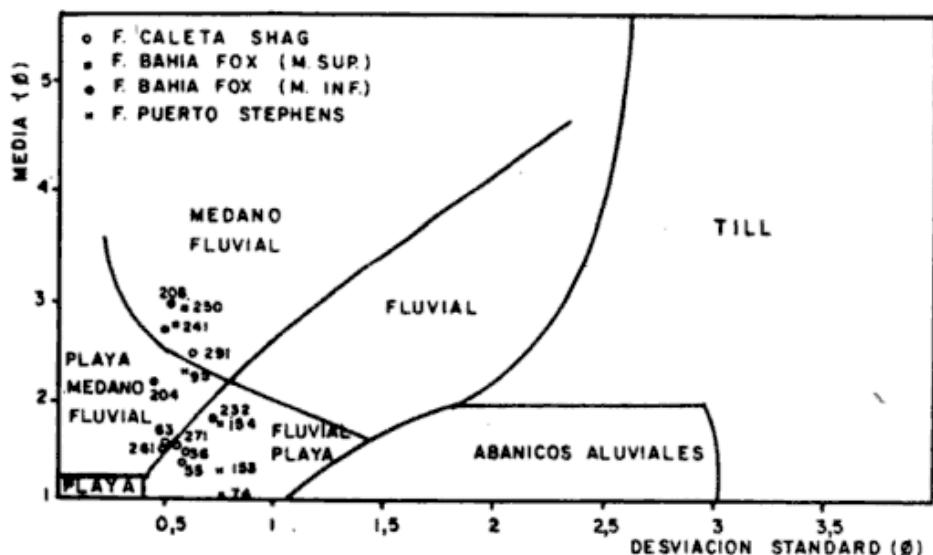


Fig. 8: Diagrama de dispersión media - desviación standard para muestras de distintos ambientes. Media = $(16 + 50 + 84)/3$; Desviación Standard = $\frac{(84 - 16)}{4} + \frac{(55 - 5)}{6,6}$. (Según Spalleti, 1980 - pág. 18).

tensiva hasta el momento a todos los sedimentos post-devónicos. En cuarto lugar una glaciación de calota desembocando en el mar tendería a depositar en él el mayor espesor de sedimentos, a la inversa de lo que ocurre según el esquema de estos autores donde el máximo espesor, 850 metros, se hallaría sobre el continente, mientras que en el mar oscilaría alrededor de los 400 metros. Es de destacar que en el área de Black Rock (isla Soledad) Bellosi (1982) y Jalfin (1982) enuncian evidencias que, según ellos, indicarían que las diamictitas se han depositado en un ambiente continental emergido en relación directa con el fenómeno glaciario, pasando a glaciario en los términos superiores correspondientes a la Formación Port Sussex (Jalfin y Bellosi, 1982). Si bien el criterio general es coincidente la mayoría de las mencionadas evidencias que proponen no son concluyentes según el criterio de los autores de este trabajo. Por lo tanto se prefiere explicar las variaciones faciales observadas en Caleta Shag como una sucesión de depósitos de till (facies "C"), depósitos glacioclastos o glacioclastos (facies "B", estratificada) y finalmente la facies "A", arcilloso-conglomerádica, asimilable nuevamente a depósitos de till.

Edad

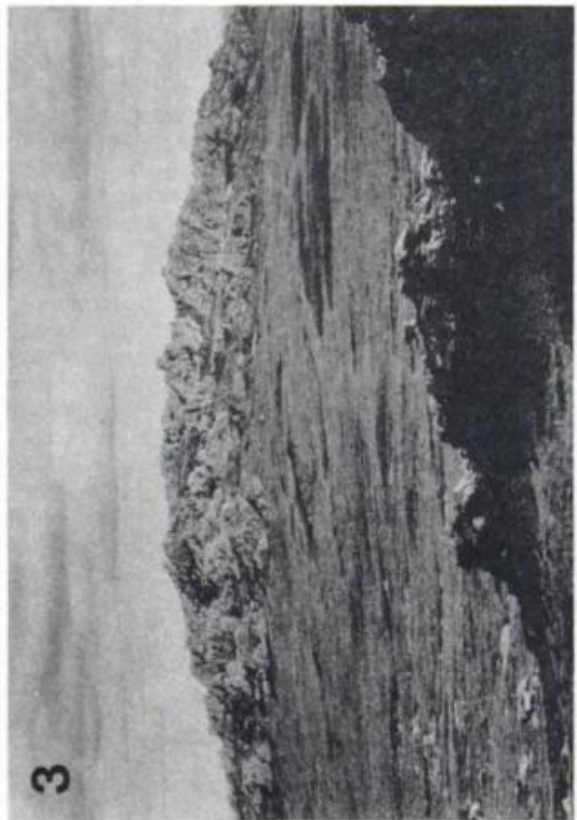
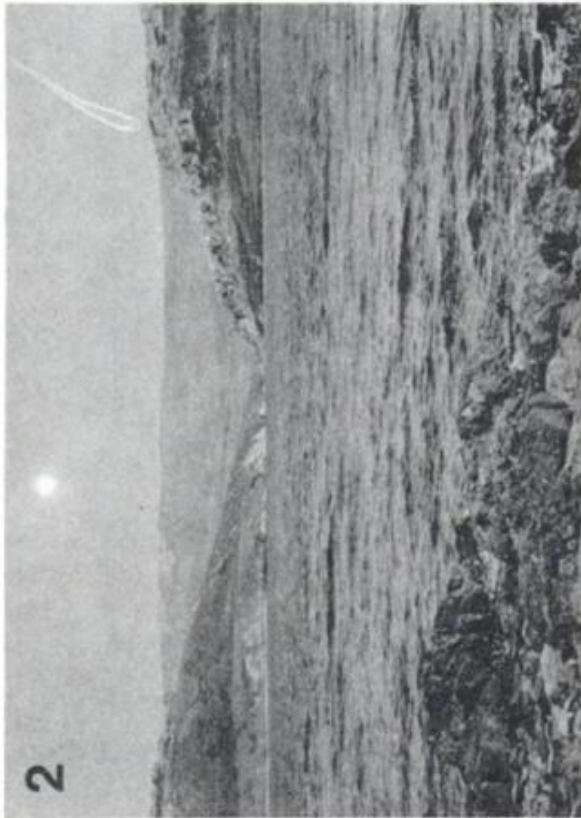
Esta Formación se dispone en discordancia angular poco notoria sobre las rocas devónicas la que no siempre es visible dado su carácter masivo. En la isla Soledad los términos superiores pasan en concordancia al Miembro Black Rock de la Formación

Puerto Sussex, de edad pérmica de acuerdo con los restos de plantas fósiles hallados cerca del techo de la unidad (Frakes y Crowell, *op. cit.*). Las relaciones estratigráficas sugieren por lo tanto una edad entre Carbónico inferior y Carbónico superior o Pérmico inferior.

Formación Punta Larga

Culminando el ala oriental del anticlinal de las Montañas Hornby, en la isla Gran Malvina, sobre la costa del estrecho de San Carlos e inclinándose unos 65° al este, afloran 135 metros de sedimentitas arenosas y limoarcillosas, con restos vegetales mal conservados, para las que se propone esta denominación de carácter informal.

En la Punta Larga (figura 2) se levantó un perfil que cubre la totalidad de la columna expuesta sin que sea visible su techo y su base. Las características principales de las sedimentitas están indicadas en la figura 5. Son limolitas y areniscas de grano fino y muy fino, de color castaño verdoso oscuro a las que la meteorización les confiere tonos ocráceos. Se intercalan algunos niveles de limoarcillitas y tobas con un espesor máximo de 4 metros, de color negro. Las primeras presentan estratificación paralela, aunque frecuentemente los planos marcados por el diaclasamiento de plano de estratificación son ondulados. Se observan estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada en pequeña escala, ondulitas asimétricas escalonadas, frecuente estratificación gradada en láminas de 5 a 30 mm de espesor y delgados bancos de paraconglomerados formados por intraclastos



de arcilla.

Al microscopio las limoarenitas (muestras 304, 312, 319 y 325) muestran los granos con contactos rectos, subangulosos, moderadamente seleccionados, orlados por pátinas de óxido de hierro. Las láminas más oscuras presentan una mayor proporción de minerales micáceos, que son la fuente del óxido de hierro que cementa y colorea estas láminas. Los clastos se hallan isoorientados con sus ejes mayores dispuestos paralelamente a la estratificación, y tienen la siguiente composición porcentual: cuarzo 45 %, ortosa 17 %, oligoclasa 3 %, fragmentos líticos de metamorfitas, vulcanitas, pelitas y plutonitas de grano fino 25 %; biotita y muscovita 5 %; opacos 3 %. Accesorios: granate y titanita. La matriz ocupa un 10 % del volumen total de la roca y presenta igual composición que los clastos. El cemento ocupa un volumen similar y está compuesto por clorita y óxidos de hierro. El estudio difractométrico de la muestra 312 indica que la fracción arcilla está compuesta principalmente por illita con vestigios de vermiculita, caolinita y/o clorita (Roellig, 1982).

Clasificación: subgrauvaca (Pettijohn, 1963).

La microscopía de los niveles más finos revela que son limolitas, arcillitas (muestras 296 y 312a) y tobas vitrocrystalinas (muestra 322 bis). Las primeras suelen portar intraclastos de arcilla tamaño sábula y presentan mayor contenido de biotita que las limoarenitas. En las tobas los fragmentos mayores son vitroclastos desvitrificados, cristales de cuarzo, feldespatos, muscovita y biotita y fragmentos pumíceos. El estudio difractométrico de las muestras 322 bis y 307 indica que la fracción arcillosa está compuesta principalmente por illita y en muy pequeña proporción por montmorillonita e interstratificaciones no bien definidas y vermiculita (Roellig, 1982).

Índice de madurez mineralógica: 2,20

Índice de madurez textural: Inmaduras

Procedencia

La asociación mineralógica es diferente a aquella de las rocas devónicas. Hay abundancia de fragmentos líticos de variada composición indicando una fuente de aporte ígneo-sedimentaria, o bien debido a la des-

trucción de las diamictitas infrayacentes, con episodios volcánicos que se detectan por la presencia de piroclastitas sin mezcla.

Ambiente de sedimentación

El carácter arenoso fino y pelítico de los sedimentos y las estructuras sedimentarias reconocidas indican un ambiente de baja energía, con ocasionales episodios de mayor energía que dieron origen a niveles con intraclastos pelíticos y otros con estratificación gradada normal. La abundancia de leño en la materia orgánica (Moroni, com. pers.) y de restos de tallos y hojas sugieren un ambiente continental posiblemente lacustre, en donde las sedimentitas tobáceas se depositaron sin sufrir retrabajo posterior.

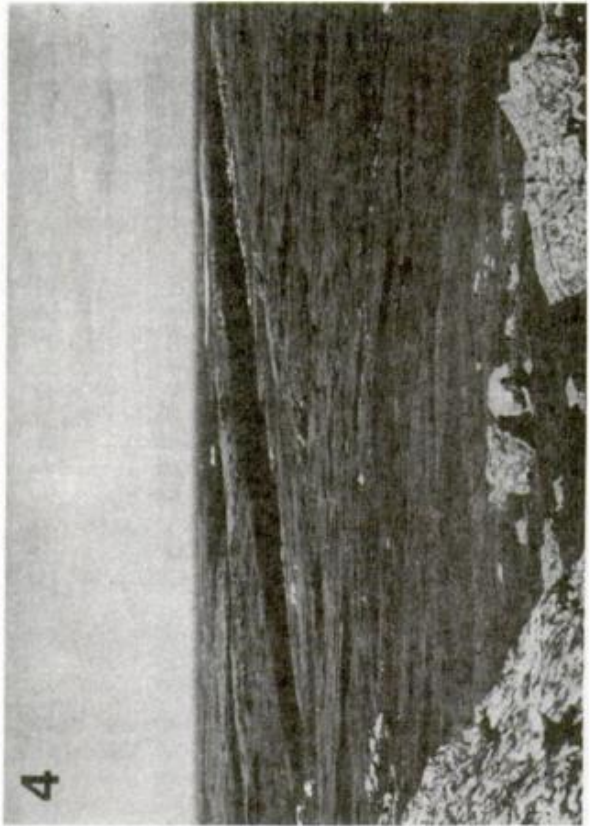
Fósiles, edad y correlación

Los escasos restos vegetales hallados en estas sedimentitas fueron estudiados por Azcuy (com. pers.) quien determinó que se trataba de tallos de equisetales y de limbos de *Glossopteridea*. Por otra parte el estudio palinológico de las muestras 312 y 313 reveló la presencia de materia orgánica en estado maduro en transición a senil, lo que indicaría la acción de temperaturas considerables (Moroni, com. pers.).

La presencia de elementos asignables a la flora de *Glossopteris* no es suficiente para precisar los límites de tiempo durante los cuales tuvo lugar la formación de estos depósitos. Varios autores, entre ellos Halle (1912), Baker (1924) y Frakes y Crowell (1967) han reconocido distintas unidades y establecido una secuencia relativa para los estratos del Paleozoico superior que se disponen por encima de las diamictitas.

La similitud litológica y la escasez de buenos afloramientos tornan sumamente dificultoso el reconocimiento de una entidad aislada y su inserción en la columna regional. La Formación Punta Larga se ubica, desde un punto de vista estratigráfico inmediatamente por encima de las diamictitas, si se considera que muy posiblemente una buena parte de los casi 400 metros cubiertos deben corresponder a la Formación Lafonian, y representaría entonces los términos inferiores de la secuencia caracterizada por la presencia de la flora de *Glossopteris*.

LAMINA 1: 1 - Afloramiento de la Formación Puerto Stephens en las sierras Hornby, isla Gran Malvina. 2 - Caleta Shag. El sector deprimido entre la serranía costera (Formación Caleta Shag) y las sierras Hornby al fondo (Formación Puerto Stephens) está ocupado por las sedimentitas menos resistentes de la Formación Bahía Fox. 3 - Monte Tumbledown visto desde el monte Williams. Los afloramientos de la Formación Caleta Shag forman las alas de un sinclinal cuya parte central está cubierta por turbales. 4 - Improntas de tallos en sedimentos gruesos de la Formación Caleta Shag.



Halle (1912) y posteriormente Seward y Walton (1923) atribuyeron a la flora encontrada en estas sedimentitas, en otros afloramientos, una edad correspondiente al Gondwana inferior. Según Adie (1958) los términos más altos de la secuencia, que en este lugar no estarían representados, llegarían inclusive al Triásico superior.

Cuartario

Se halla representado en los sectores levantados por depósitos morénicos, turbales y detritos de talud y ríos de piedra.

Depósitos morénicos. En el área de Caleta Shag se reconoció un depósito conformado por material clástico mal seleccionado, con grandes bloques de cuarcita dentro de una matriz areno-arcillosa. Correspondería a un pequeño glaciar pleistoceno cuya zona de alimentación habría sido un circo ubicado en las nacientes del arroyo Double Bineys (figura 2). Este curso de agua corta los depósitos permitiendo su estudio. Si bien las geoformas observadas en las cabeceras del arroyo no son concluyentes en cuanto a que se trate de un circo glaciar, esto se debe a la relativamente importante erosión fluvial. Efectivamente, en puntos cercanos, a unos 10 km hacia el noroeste y más alejados del nivel de base, con similar cota existen circos en los que se observan tarns con depósitos morénicos en su borde externo.

Ríos de piedra. Si bien han sido descriptos depósitos similares, la extensión de los "ríos de piedra" de las Islas Malvinas es única en el mundo. Son acumulaciones de bloques de cuarcita de hasta 5 metros de largo, de forma generalmente aplanada, que forman "ríos" o amplios abanicos que coalescen en un cauce principal. Los ríos mayores llegan a medir varios kilómetros de largo y 1 ó 2 de ancho en sus nacientes, angostándose a medida que los bloques se encauzan pendiente abajo (Lámina II, foto N° 2).

Greenway (1972) efectuó un detallado análisis de la información existente a esa fecha asumiendo lo siguiente: 1) Los "ríos de piedra" se formaron durante el Pleistoceno bajo condiciones periglaciares cuando el congelamiento y descongelamiento y la solifluxión eran mucho más intensos que en la actualidad. Por consiguiente son una forma relictica; 2) Los bloques que compo-

nen los "ríos de piedra" derivan de la meteorización y erosión de las cuarcitas expuestas en los filos inmediatos a los valles en donde éstos se encuentran.

Aunque son comunes en ambas islas los más espectaculares en cuanto a sus dimensiones se encuentran en la isla Soledad, en donde las diaclasas de plano de estratificación y verticales de las cuarcitas son más abundantes. Las primeras están relacionadas con el plegamiento que es más intenso en esta región. La observación de una cantera labrada en un "río de piedras" de pequeñas dimensiones, en las cercanías de Puerto Argentino, permitió apreciar un espesor reducido del depósito (1,5 metros) constituido por grandes bloques, de hasta 2 metros de largo, que se asientan sobre un lecho de gravas de tamaño mucho menor (Lámina II, foto N° 3).

Actualmente muchos "ríos" se hallan parcialmente cubiertos por la vegetación típica de los turbales. La presencia de alambrados cuyos postes han sido fijados sobre éstos sin haber sufrido posteriormente desplazamientos confirma la inmovilidad de los mismos en la actualidad.

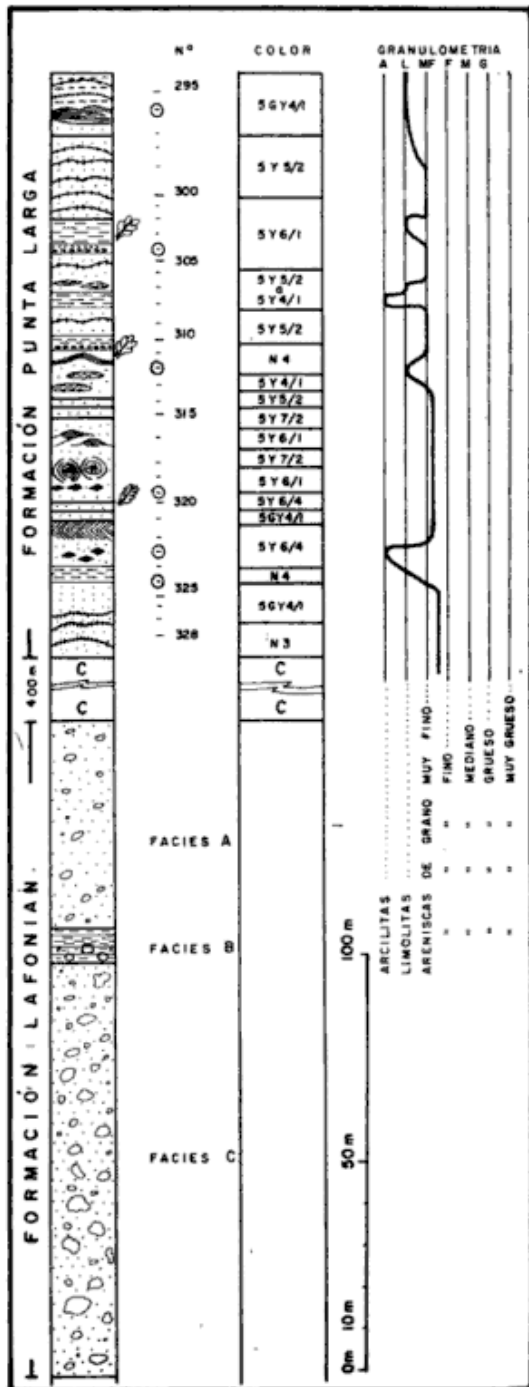
Los procesos involucrados en la formación de los "ríos de piedra" son, según Joyce (1950) y Embleton y King (1968) acunamiento por hielo, solifluxión, reptaje y lavado del material fino intersticial. Clapperton (en Greenway, 1972) compara su origen con el de las "listas de piedra" que se forman actualmente en ambientes periglaciares.

Turbales y detritos de talud. Los turbales se encuentran extensamente distribuidos en las áreas de trabajo, cubriendo íntegramente las zonas bajas (Lámina II, foto N° 4) e incluso las laderas de los cerros en donde pasan gradualmente a detritos de talud. Según Greenway (op. cit.) su espesor máximo se registra en las zonas bajas, con escaso drenaje, o altas con abundantes precipitaciones. El espesor promedio oscila de 1 a 2 metros, alcanzando en ocasiones hasta cinco metros.

Recursos de agua

La localidad de Puerto Argentino cuenta con una planta purificadora del agua que se utiliza para consumo, que es la proveniente del escurrimiento superficial y aquella que se encuentra almacenada en el manto de turba sobre las cuarcitas. El con-

LAMINA 2: 1 - Niveles estratificados en la Formación Lafonian (Caleta Shag, Isla Gran Malvinas). 2 - Desarrollo de ríos de piedra en la isla Soledad. 3 - Frente de un río de piedra en las inmediaciones de Puerto Argentino, isla Soledad. 4 - Desarrollo de turbales en los alrededores de Puerto Argentino (fotografía tomada desde el monte Tumbledown hacia la bahía de Puerto Argentino).



REFERENCIAS DE LOS PERFILES COLUMNARES



Fig. 5: Secciones columnares de la Formación Diamictita Lafonian y de las "Areniscas de la Punta Larga" en el área de Caleta Shag.

tacto con la turba provoca alteraciones en el color del agua, debido al alto contenido de materia orgánica, y una alta acidez siendo el promedio del pH 4. También es costumbre utilizar el agua de lluvia recogida directamente en depósitos domiciliarios.

En el área de Caleta Shag se tomaron dos muestras de agua las que fueron analizadas en el Laboratorio Químico del Servicio Minero Nacional. Una de ellas proviene del arroyo Binney's Double, cuyas vertientes se encuentran en el faldeo oriental de las montañas Hornby, y la otra de un pozo cavado en la turba, a unos 4 metros de profundidad, en la Casa de la Caleta Shag (figura 2). Las dos muestras tienen muy baja mineralización y son por consiguiente aptas para el consumo. La muestra correspondiente al molino de la casa de Caleta Shag presenta una mineralización algo menor a pesar de que el sustrato en el que está cavado el pozo corresponde a la Formación Bahía Fox, con mayor variedad mineralógica que las cuarcitas de la Formación Puerto Stephens, cuyos afloramientos recorre el arroyo Binney's Double hasta el lugar donde fue tomada la muestra de sus aguas.

Conclusiones

Se describen las unidades que integran el Grupo Isla Gran Malvina en el área de Caleta Shag que se considera crítica para la definición de la estratigrafía regional por su gran espesor (unos 3000 metros), continuidad y sencillez estructural. En la localidad citada se reconocieron las Formaciones Puerto Stephens y Bahía Fox correspondientes a las secciones inferior y media de la sucesión redefiniéndose la sección superior para la que se propone la denominación de Formación Caleta Shag, dándose a conocer el perfil tipo de la unidad.

Lista de trabajos citados en el texto

- ACEROLA, F. G., 1978. El Paleozoico Inferior de Argentina según sus trazas fósiles. *Amegh.* XV (1-2): 15-64. Bs. As.
- ADIE, R. J., 1952a. Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands. XIX Congr. Geol. Intern., Sympos. sur le Séries de Gondwana, Argel. 385-92.
- _____, 1952b. The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. *Geol. Magaz.*, Londres 89 (6): 401-10.
- _____, 1953. New evidence of sea-level changes in the Falkland Islands. *Falkland Islands Dependencies Survey Scient. Rep.*, Londres. 9.
- _____, 1958. Falkland Islands (Iles Malouines ou Flakland; Islas Malvinas). *Lexique Stratig. Intern.* Vol. V Amerique Latine, Fasc. 9c: 35-55.
- ANDERSON, J. G., 1907. Contributions to the geology of the Falkland Islands. *Weis. Ergebn. Suedischen Sudpolar Exped. 1901-1903*, Bd. 3, Lf. 2, 38.

El hallazgo de trazas fósiles atribuidas a *Arthropycus* Hall en las areniscas de la Formación Puerto Stephens sugiere que la edad más probable de estas sedimentitas sería ordovícica y/o silúrica antes que devónica.

El análisis de las características litológicas y texturales, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, paleocorrientes y geometría de los cuerpos rocosos permitió caracterizar el ambiente de sedimentación de las unidades descritas que, de abajo hacia arriba, cambia de predominante fluvial (Formación Puerto Stephens), pasando por un ambiente litoral mixto (Formación Bahía Fox) a marino (Formación Caleta Snag). Los sedimentos que las constituyen se originaron en la destrucción de rocas ígneo-metamórficas similares a las aflorantes en el Cabo Belgrano.

Se describió la Formación Lafonian (Grupo Isla Soledad) en el área de Caleta Shag reconociéndose tres facies: una inferior maciza con escasos clastos a la que sigue una sección media estratificada y, por último, otra superior también maciza con mayor proporción de clastos. Se infiere para estas diamictitas un ambiente de deposición continental y se propone un origen similar para los afloramientos de otras localidades.

Se definió la Formación Punta Larga culminando los asomos del Grupo Isla Soledad en el área de Caleta Shag. Se hallaron en la misma restos vegetales asignables a la flora de *Glossopteris* cuyo estado de conservación no permite mayores precisiones. También se reconoció un nivel con abundante participación piroclástica dentro de la secuencia que se supone depositada en un ambiente lacustre.

- BAKER, H. A., 1924. Final report on Geological Investigations in Falkland Islands (1920-1922). Stanley. Government Printer, 1-38.
- BELLOSI, E., 1982. Geología de la región de Black Rock, Isla Soledad, Islas Malvinas. Trabajo final de licenciatura Univ. de Bs. As. (inéd.), Bs. As.
- BORRELLI, A. V., 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. *Edic. Cultur. Argent., Min. Educ. y Justicia*, 1-70, Bs. As.
- _____, 1966. Trazas y cuerpos problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. N°4* (4): 9 pp., La Plata.
- _____, 1972. Las Islas Malvinas. En *Geol. Regional Argent., Acad. Nac. Cienc. Córdoba*, 755-770.
- BROUROT, A. J. y E. D. GILL, 1956. Australocoelia, a new Lower Devonian brachiopod from South Africa, South America and Australia. *Journ. Paleont.*, 30(5): 1173-78.
- BROWN, J. W., 1967. Jurassic dolerites from the Falkland Islands and Dronning Maud Land. *British*

- Antarctic Surv. Bull. 13: 89-92.
- CINGOLANI, C. A. y R. VARELA, 1976. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina sector de Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. Sexto Congr. Geol. Arg., Actas, I: 457-473, Bs. As.
- CLARKE, J. M., 1913. Fosseis Devonianos do Paraná. *Monografias Div. Geol. Miner. Brasil*, 1:1-353
- DARWIN, CH., 1849. Geology of the Falkland Islands. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, Vol. 2: 267-74.
- EMBLETON, C. y C. A. M. KING, 1968. Glacial and periglacial geomorphology. Londres, Edward Arnold (Publishers) Ltd.
- ETCHEVEHERE, P. H., 1975. Suelos y geología de las Islas Malvinas. *An. Soc. Cient. Arg.*, 199 (4-6): 81-97, Bs. As.
- FRAKES, L. A. y CROWELL, J. C., 1967. Facies and Paleogeography of Late Paleozoic Diamictite, Falkland Islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78: 37-58.
- FRIEDMAN, G. M., 1958. Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. *Journ. of Geology*, 66 (4): 394-416.
- GILBERT, C. M., 1954. Sedimentary rocks. En Williams, H.; F. J. Turner y C. M. Gilbert, *Petrography* (pp. 251-384), San Francisco, W. H. Freeman and Co., 406 p.
- GREENWAY, MARY E., 1972. The geology of the Falkland Islands. *British Antarctic Survey Sci. Rep.*, 76: 1-42.
- HALLE, T. G., 1912. On the geological structure and history of the Falkland Islands. *Bull. Geol. Instn. Univ. Upsala*, 11: 115-229.
- HANTZCHEL, W. 1962. Trace fossils and problematica. En "Treatise on Invertebrate Paleontology", Moore (Editor) Part W = Miscellaneous. *Geol. Soc. of Amer. Univ. of Kansas Press.*
- HARRINGTON, H. J., 1967. Devonian of South America. *Alberta Assoc. Petr. Geol., Intern. Symp. Devonian System, Proc.*, 1: 651-671.
- JALFIN, G. A., 1982. Gondwana de la Isla Soledad. Archipiélago Malvinas. Rca. Argentina. Trab. final de Licenc. Univ. Nac. Tucumán.
- JALFIN, G. A. y E. S. BELLOSI, 1982. Paleoambientes de la Formación Lafonian, Isla Soledad, Archipiélago Malvinas, Argentina. *Reunión de Comunicaciones. Bol. Nº 5 I.G.C.P.*
- JOYCE, J. R. F., 1950. Stone runs of the Falkland Islands. *Geol. Mag.* 87 (2): 105-15.
- NEWTON, E. T., 1906. Notes on fossils from the Falkland Islands brought home by the Scottish National Antarctic Expedition in 1904. *Proc. R. phys. Soc. Edinb.*, 16, Pt. 6, 248-57.
- MENDIA, J. E. y R. A. SCASSO, 1982. Perfiles geológicos en Ensenada Shag y alrededores de Puerto Argentino, Islas Malvinas, Rca. Argentina. *Reunión Comunic. Asoc. Geol. y Paleont. Arg. del 9-6-82*, Bs. As.
- MORRIS, J. y D. SHARPE, 1846. Description of eight species of brachiopods shells from the Palaeozoic rocks of the Falkland Islands. *Quart. J. Geol. Soc.* 2: 274-278, Londres.
- PETTIJOHN, F. J., 1963. Rocas sedimentarias. EUDEBA, Bs. As.
- ____; P. E. POTTER y R. SIEVER, 1973. Sand and Sandstone. Springer-Verlag New York, Heidelberg, Berlin, 618 p.
- REINECK, H. E. y J. B. SINGH, 1973. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag New York, Heidelberg, Berlin.
- ROELLIG, F., 1982. Estudio por difracción de Rayos X de 7 muestras procedentes del paraje Shag Cove, Isla Gran Malvina. *Serv. Geol. Nac.*, (inéd.), Bs. As.
- SEWARD, A. C. y J. WALTON, 1923. On a collection of fossil plants from the Falkland Islands. *Quart. J. Geol. Soc. Londres*, 79 (3): 313-33.
- SPALLETI, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. *Asoc. Geol. Arg., Serie "B" Did. y Compl. 8.*, Bs. As.
- TURNER, J. C. M., 1980. Islas Malvinas. En *Geol. Reg. Arg. (2º Simposio) Acad. Nac. Cs. Córdoba*, II: 1503-1527.

Recibido: 1 de septiembre, 1983
Aceptado: 28 de agosto, 1984

ROBERTO A. SCASSO
CIRGEO
Ramírez de Velazco 847
1414 - Bs. As.
Univ. de Bs. As.

JOSE E. MENDIA
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fé 1548
1060 - Bs. As.
Univ. de Bs. As.

LA FRANJA CON MINERALIZACION SCHEELITICA ENTRE EL DIQUE LA FLORIDA Y PASO DEL REY, PROVINCIA DE SAN LUIS

MILKA K. DE BRODTKORB · NORMA E. PEZZUTTI · Y ALEJO BRODTKORB

Resumen

En este trabajo se presentan consideraciones generales, petrológicas y genéticas de dos fajas mineralizadas con scheelita, denominadas Faja Oriental y Faja Occidental, que se localizan entre el dique La Florida y Paso del Rey a ambos lados de la ruta provincial Nº 39, provincia de San Luis.

La mineralización de la Faja Oriental (yacimientos La Florida, Carlito y La Teodolina) se encuentra en esquistos cuarzo-biotíticos que incluyen guías de cuarzo concordantes y pseudoconcordantes, mientras que la de la Faja Occidental (depósitos Los Cocos, La Libertad, El Alamo) se halla en cuarcitas. Ambas litofacies pertenecen al basamento metamórfico de la sierra de San Luis.

Se da a conocer la forma de presentarse la scheelita en los esquistos cuarzo-biotíticos y en las cuarcitas, su acomodamiento metamórfico y su posterior removilización.

Finalmente se enumeran observaciones y reflexiones acerca del origen de la mineralización wolframífera, estableciéndose que los elementos constituyentes de la scheelita estuvieron presentes antes del metamorfismo y que su origen debe buscarse en eventos mineralizadores sinérgicos con la sedimentación.

Palabras Clave: Scheelita, Mineralización sinérgica y epigenética, basamento metamórfico, esquistos turmalínicos, Provincia de San Luis.

Abstract

A general discussion on petrologic and genetic characteristics of scheelite-bearing belts are presented: the Eastern and Western Belts. The belts are located between La Florida dam and Paso del Rey, east and westward of provincial highway 39, in the province of San Luis.

The mineralization in the Eastern Belt (La Florida, Carlito and La Teodolina deposits) is found in biotite quartz schists that include concordant and pseudo-concordant quartz veinlets, while the ore in the Western Belt (Los Cocos, La Libertad and El Alamo deposits) is placed in quartzites, both lithofacies belonging to the metamorphic basement of the Sierra de San Luis.

It is analysed the habits and the way of metamorphic emplacement of the scheelite in the biotitic quartz schist as well as in the quartzite, and its later remobilization.

The data obtained are discussed on the scope of genesis of the tungsten mineralization, establishing that the forming elements of the scheelite were present before the metamorphism, and its origin must be found in a mineralizer event, syngenetic with the sedimentation.

Key words: Scheelite, syngenetic and epigenetic mineralization, metamorphic basement, Tourmalinic schists, San Luis Province.

Introducción

En este trabajo se presentan consideraciones generales, petrológicas y genéticas, de dos fajas con mineralización scheelítica, a las que se denominan Faja Oriental y Faja Occidental. Se sitúan entre el dique La Florida y la localidad de Paso del Rey,

a ambos lados de la ruta provincial Nº 39 (fig. 1). Estas fajas están caracterizadas por diferentes litologías y siguen el rumbo norte-sur propio de la estructura regional.

En la Faja Oriental se disponen de sur a norte y a lo largo de 20 km, los yacimientos La Florida, Carlito, La Teodolina y otros menores intermedios. A unos 4 km

al oeste y también de sur a norte se ordenan los depósitos El Cangrejo, La Libertad, Los Cocos y El Alamo, los que componen la Faja Occidental.

La finalidad de este estudio es conocer la forma de presentarse la scheelita en las rocas del basamento, es decir en los esquistos cuarzo-biotíticos y en las cuarcitas, su acomodamiento metamórfico y su posterior removilización. Con la problemática planteada en este trabajo, sería de sumo interés investigar en forma integral cada uno de los yacimientos mencionados y de las manifestaciones menores, para poder definir repetición de bancos, extensión regional y correspondientemente el potencial económico.

Los trabajos publicados sobre yacimientos de esta zona de San Luis son los de Stoll (1963 y 1975), Brodtkorb *et. al.* (1979, 1982a y 1982b), Ambrosini *et. al.* (1981). Entre los informes mineros inéditos caben mencionar: Hennig (1973, en Roberts 1979), Roberts (1979) y Sabalúa y Maté (1981). Zardini (1966) investigó el plutón de Pampa de Tamboreo, que se encuentra en el área que abarca este estudio.

Los autores agradecen al profesor dr. R. Höll de la Universidad de Munich, República Federal de Alemania, por las discusiones mantenidas con motivo de las visitas conjuntas a los depósitos y al dr. L. Dalla Salda por los comentarios sobre temas de metamorfismo. A los doctores A. Losada, M. Dalponte y J. Fernández Tasende nuestro reconocimiento por la colaboración prestada en distintas oportunidades.

Geología Regional

La sierra de San Luis está constituida por un basamento metamórfico-plutónico. Las rocas metamórficas se dividen en aquellas de grano fino, filitas y micacitas, que corresponden a la facies de esquistos verdes, y las de grano grueso, gneises y migmatitas, que pertenecen a las facies anfibolita almandínic. Ambas metamorfitas se disponen en franjas norte-sur, Kilmurray y Dalla Salda (1977) e Yrigoyen (1981). En la Pampa de Tamboreo aflora un cuerpo de composición granítico-tonalítica (Zardini, 1966).

Se considera que las rocas primarias del basamento fueron sedimentitas y rocas magmáticas asociadas que sufrieron a partir del Precámbrío superior tres fases principales de deformación Kilmurray y Dalla Salda (1977), originadas durante los ciclos orogénicos: Panamericano (Precámbrico superior a Escambrío), Pampeano (Ordovícico Silúrico) y Variscano (Devónico-Carbónico), acompañados por otras tantas fases de in-

trusiones graníticas (sintectónicas, tardiotecciónicas y postectónicas)

El basamento está estructurado en bloques basculados, con bordes occidentales abruptos y flancos orientales de suave inclinación, los que delimitan depresiones longitudinales que contienen un relleno sedimentario continental de edades paleozoicas a cenozoicas.

La mineralización scheelítica de la Faja Oriental (La Florida, Carlito y La Teodolina) está principalmente en bancos de esquistos (cuarzo-micáceos de composición mineralógica variable y la de la Faja Occidental (El Cangrejo, La Libertad, Los Cocos y El Alamo) en cuarcitas. Estas diferentes litofacies pueden o no corresponder a un mismo nivel estratigráfico.

Yacimientos de la Faja Oriental

En la Faja Oriental se disponen algunas manifestaciones y varios yacimientos scheelíticos. Los yacimientos fueron explotados inermamente y son La Florida, Carlito y La Teodolina, mientras que La Cautiva, La Esperanza, La Donosa, Fortuna y General Jofré han sido principalmente rajos de exploración.

La Florida

Este depósito se localiza al sudeste del dique La Florida (fig. 1). Fue explotado por medio de laboreos subterráneos y rajos a cielo abierto.

La geología local está dada por una sucesión de bancos de diferentes litologías algunos de los cuales se encuentran mineralizados. Su roca de caja es el esquisto cuarzo-biotítico común en esta área.

Uno de los bancos mineralizados está constituido por esquistos biotítico-cuarzosos, de textura lepidogranoblástica, cuyos componentes son biotita y en menor cantidad cuarzo, plagioclasa (andesina), calcita, muscovita, epidotos, turmalina y scheelita. La scheelita se presenta en agregados alargados, de granos de 0,05 a 0,1 mm de tamaño promedio, orientados según la esquistosidad (figs. 2 y 3). Otro de los bancos está formado por una roca granoblástica, compuesta por cuarzo, turmalina, plagioclasa (albita ácida), biotita, muscovita, epidoto, scheelita y titanita (fig. 4), atravesados por una intrincada red de venillas de turmalina. La scheelita está diseminada en granos de 0,5 a 0,05 mm y un análisis químico dió un contenido de 2 % de WO_3 . También existen paralelamente bancos cuarcíticos de textura granoblástica formados por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y menores proporciones de feldespatos alcalinos, biotita, muscovita,

turmalina, granate, titanita, apatita y circon, con escasa scheelita.

Dentro del esquistos biotítico-cuarzoso se encuentran guías de cuarzo concordantes a pseudoconcordantes, portadoras de granos de scheelita en forma de ojos y nidos. Por otra parte, cercano al contacto entre el esquistos biotítico mineralizado y las guías de cuarzo se hallan granos y cristales de scheelita de varios milímetros de diámetro, en forma de rosario.

Se desconoce la extensión areal de este depósito si bien se sabe de la existencia de otros bancos mineralizados que pueden ser nuevas unidades o bien repetición por plegamiento. Las labores de La Cautiva al norte del Río Quinto son la continuación septentrional del yacimiento La Florida.

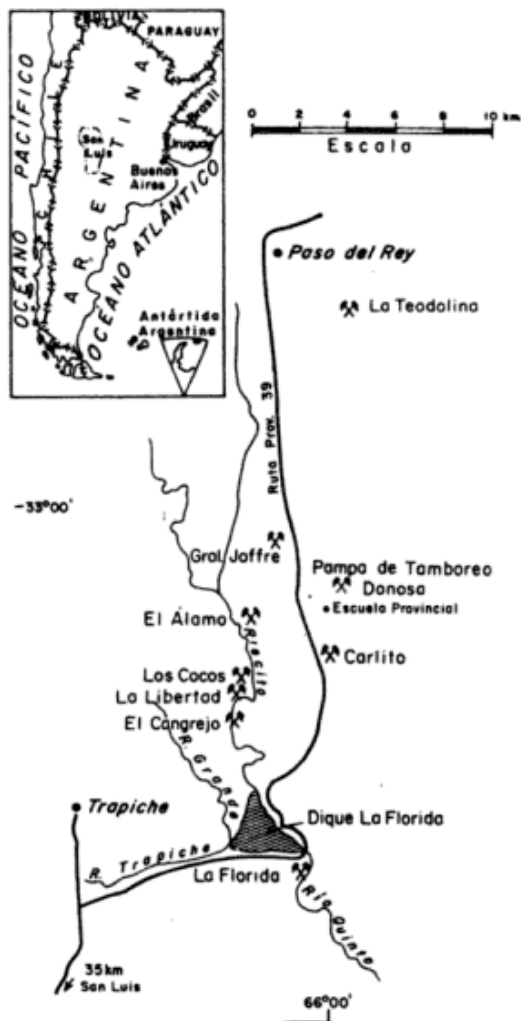
Carlito

Este depósito se sitúa en la Pampa de Tamboreo, al sur de la escuela provincial N° 279 y a unos 100 m al este de la ruta provincial N° 39 (fig. 1).

osee rajos a lo largo de 300 metros en el rumbo de los bancos y piques de hasta 18 metros de profundidad.

La roca portadora de la mineralización es un esquistos cuarzo-biotítico de textura granolepidoblástica con porfiroblastos poiquilíticos de scheelita de hasta 0,3 mm de diámetro (fig. 5). La roca está formada por cuarzo, biotita en parte cloritizada, y en menor proporción muscovita y apatita. Concordante y pseudoconcordante con los esquistos cuarzo-biotíticos se localizan guías de cuarzo con granos de scheelita. Estos últimos se encuentran presionados y alineados paralelamente por acción metamórfica (fig. 6).

La roca de caja está constituida por una alternancia de esquistos muscovítico-biotítico-cuarzoso con esquistos cuarzo-biotítico-anfibólicos con calcita, granate y epidotos. Hacia la terminación septentrional de los labores se localizan rajos realizados para la explotación de lajas. Estas, vistas al microscopio presentan variaciones litológicas. Una de ellas es un esquistos cuarzo-muscovítico de textura lepidogranoblástica con menores cantidades de biotita, apatita y turmalina. Se destacan blastos de biotita cuyo clivaje es en general perpendicular a la esquistosidad; en muestra de mano dichos blastos producen un efecto tal que los lugareños denominan con el término "ala de mosca". La otra variedad es también un esquistos cuarzo-muscovítico, pero de textura granolepidoblástica, con cantidades exiguas de biotita, granate, apatita y epidotos; es de notar en este esquistos la presencia de una textura relicta ígnea



(blastoporfírica) puesta de manifiesto a través de blastos de plagioclasa (An_{18-20}), (fig. 7).

Hacia el sudoeste de Carlito, a unos 2 km, está en producción una cantera donde se extraen lajas llamadas localmente "ojo de perdiz", cuya composición y textura son similares a las de la roca recientemente descripta.

En la prolongación septentrional de los afloramientos de Carlito (manifestaciones Donosa y Fortuna) los esquistos son paulatinamente "absorbidos" por la roca granítico-tonalítica de Pampa de Tamboreo, manteniendo las trincheras el mismo rumbo norte-sur. En algunos lugares de Donosa se explotó scheelita en los xenolitos del esquistos biotítico englobados en dicha roca. En el extremo norte, Fortuna, la scheelita se localiza en guías de cuarzo que atraviesan a la roca tonalítica.

General Joffré

Se encuentra ubicada en la parte norte de Pampa de Tamboreo, a unos 500 m al oeste de la ruta provincial N° 39 (fig. 1) y consta de rajas a lo largo de unos 300 metros. Su ubicación paralela y no muy distante con respecto a la corrida Carlito-Donosa y el poco conocimiento estructural que se tiene del área hace difícil correlacionarlas entre sí.

En el área de este yacimiento se observa una alternancia de esquistos cuarzo-biotíticos y cuarcitas, con guías de cuarzo y turmalina concordantes y pseudoconcordantes; y rocas tonalíticas. El esquisto posee una textura granolepidoblástica y entre sus componentes principales se encuentran cuarzo, biotita y muscovita; en cantidades subordinadas: granate (a manera de nidos de pequeños cristales), turmalina, plagioclasa y apatita. La cuarcita tiene una textura granoblástica con marcada orientación de sus componentes, los que están representados por cuarzo y epidoto, en menor proporción se hallan granate, biotita, anfíbol, titanita y apatita. La tonalita está metamorfizada y pasa a constituirse en un esquisto de textura granolepidoblástica con cuarzo, biotita, plagioclasa (oligoandesina) y epidoto como minerales principales, y menores cantidades de feldespato alcalino, muscovita, titanita, apatita y circón.

El contexto geológico hace suponer que se exploró o explotó un tipo de mineralización semejante al presente en Carlito-Donosa.

La Teodolina

Este yacimiento se halla a unos 10 km al sudeste de la localidad de Paso del Rey (fig. 1). Las rocas estudiadas fueron obtenidas en los lugares denominados Pozo de Soza y Labor 2, como así también en labores menores.

Estas muestras presentan una gran similitud macroscópica con las de Carlito y La Florida: se observan granos de scheelita en esquistos biotíticos, guías de cuarzo con ojos y nidos de scheelita, y rosarios de ese mineral dentro de los esquistos cercanos a las guías antes mencionadas.

El esquisto portador de scheelita es cuarzo-biotítico, con textura granolepidoblástica, cuyos componentes principales son cuarzo, biotita, plagioclasa y escasos muscovita, apatita y circón (fig. 8). La plagioclasa (andesina-labradorita) aparece en algunos cortes delgados como blastos relictos de posible origen ígneo, con maclado polisintético y suave zonalidad. Aquí la scheelita se presenta en agregados de granos de 0,5 a 0,05 mm, orientados según la esquistosidad. Suele estar acompañada por arsenopirita.

La roca de caja es un esquisto muscovítico con escasos biotita, turmalina, cuarzo y apatita; posee blastos de biotita cuyo clivaje varía entre 40 y 50° respecto a la esquistosidad.

La scheelita asociada a las vetas de cuarzo y la que se presenta en forma de rosario en los esquistos es de grano grueso (hasta 2 cm). Durante la explotación del Pozo de Soza se hallaron "papas" de scheelita pura de hasta varios kilos. Dichas formas de presentarse la scheelita se consideran originadas por removilización metamórfica.

En un estudio de las tierras raras por activación neutrónica que realizara el dr. Cohen (CNEA), de scheelita de varias procedencias, se obtuvieron los siguientes resultados en ppm para la correspondiente a La Teodolina, Pozo de Soza:

La	Ce	Eu
6 ± 3	16 ± 2	1,9 ± 0,05
Tb	Lu	Yb
3,7 ± 0,2	1,15 ± 0,06	5,9 ± 0,1

Yacimientos de la Faja Occidental

A la Faja Occidental pertenecen los yacimientos Los Cocos y La Liberad. Inmediatamente al sur del mismo se encuentran rajas, seguramente exploratorios, denominados El Cangrejo, y hacia el norte los correspondientes a La Argentina y San Pedro. A unos 4 km en dirección septentrional se halla la manifestación El Alamo.

El yacimiento Los Cocos se localiza a unos 4 km al oeste de la mina Carlito (fig. 1). La litología de la zona está caracterizada por una facies constituida por cuarcitas y esquistos cuarzo-micáceos, encontrándose la mineralización únicamente en algunos bancos cuarcíticos.

Las rocas metamórficas están plegadas según ejes de rumbo norte-sur y buzamiento hacia el sur. La estructura es compleja, con pliegues en los que las partes axiales de algunos están apretadas y otras veces tienen espesores mayores motivados por el plegamiento. Así, los bancos tienen potencias que oscilan entre los 0,5 m y los 2,5 metros. Las labores de explotación en Los Cocos se presentan más frecuentemente en zonas axiales tanto anticlinales como sinclinales, lo cual permite inferir que fueron lugares más ricos (Stoll, 1963).

Las cuarcitas son atravesadas discordantemente por venillas de cuarzo, en las que se observa que en su pasaje a través del banco mineralizado han atrapado granos

de scheelita. Ya Roberts (1979) advierte la presencia de granos de scheelita en los filones de cuarzo en los lugares que éstos atraviesan las cuarcitas.

La textura de la cuarcita mineralizada es granoblástica y su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, plagioclasa (An_{48-52}), y en menor proporción scheelita, hornblenda, granate, titanita, escapolita y circón. La scheelita se presenta en granos de 0,2 a 0,05 mm (fig. 9), en parte alineados por metamorfismo.

Con la cuarcita mineralizada alternan otras cuarcitas de textura granoblástica, formadas por cuarzo y subordinadamente por: biotita, plagioclasa (oligoclasa), feldespato alcalino (en parte con maclado en enrejado), rutilo y circón, y esquistos cuarzo-feldespático-biotíticos con textura granolepidoblástica, que se componen de: cuarzo, feldespato alcalino (en casos presenta maclado en enrejado), biotita, muscovita y en cantidades menores: plagioclasa, turmalina, circón y apatita.

Algunas cuarcitas tienen una tonalidad más oscura que la coloración habitual de esas rocas. Ello se debe a la presencia de cristales idiomorfos de grafito, diseminados en la cuarcita.

La Libertad se encuentra inmediatamente al sur de Los Cocos. Está muy aterrada y sólo se ha encontrado escasa mineralización en cuarcitas. Todo hace suponer que se trata de la misma tipología.

En dirección austral y cruzando el río Riecito se halla la manifestación El Cangrejo. Presenta un laboreo de unos 100 metros formado por rajos intermitentes. Su estructura, composición y mineralización son similares a las de Los Cocos.

Hacia el norte de Los Cocos se encuentran los cateos La Argentina y San Pedro los que poseen sólo pequeñas labores exploratorias.

El Alamo se halla sobre el río Riecito a unos 4 km al norte de Los Cocos y fue escasamente explorado. La roca portadora de la mineralización scheelítica es una cuarcita similar a la de Los Cocos. Su textura es granoblástica y está compuesta por cuarzo, plagioclasa (An_{48-52}), granate y menor porcentaje de epidoto, anfíbol, escapolita, scheelita y titanita. La cuarcita pasa lateralmente a un esquisto de textura granolepidoblástica con cuarzo, muscovita, bio-

tita y plagioclasa (An_{22-24}); circón y apatita como accesorios. Este esquisto a su vez grada a una cuarcita de textura granoblástica con cuarzo y menor cantidad de biotita, plagioclasa (oligoclasa), circón y rutilo.

Los bancos se hallan muy plegados siendo la estructura similar a la de Los Cocos. A pesar de la complejidad tectónica en esta manifestación se estima la presencia de tres bancos mineralizados, paralelos.

Consideraciones finales

En las Sierras Pampeanas de San Luis, el origen de las mineralizaciones de wolframio, es decir la proveniencia del catión tungsteno y su acomodamiento en las rocas portadoras, no está aún dilucidado, pero a medida que avancen los estudios el mismo se irá clarificando.

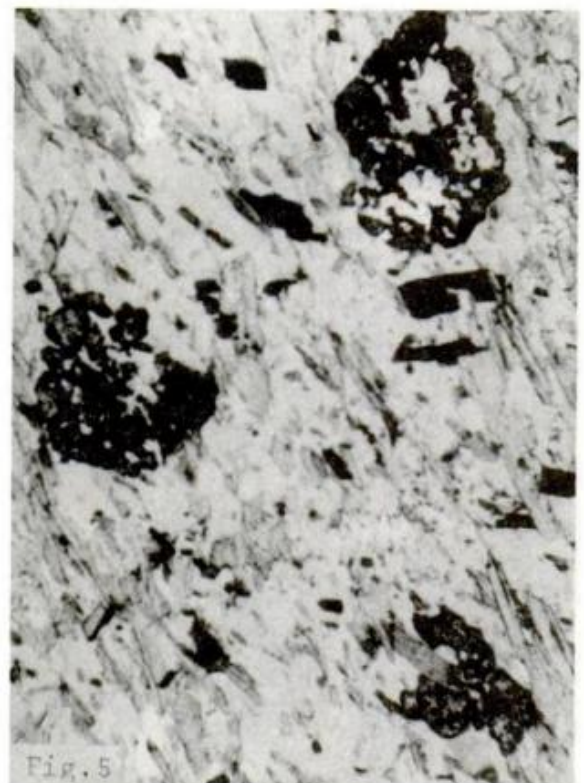
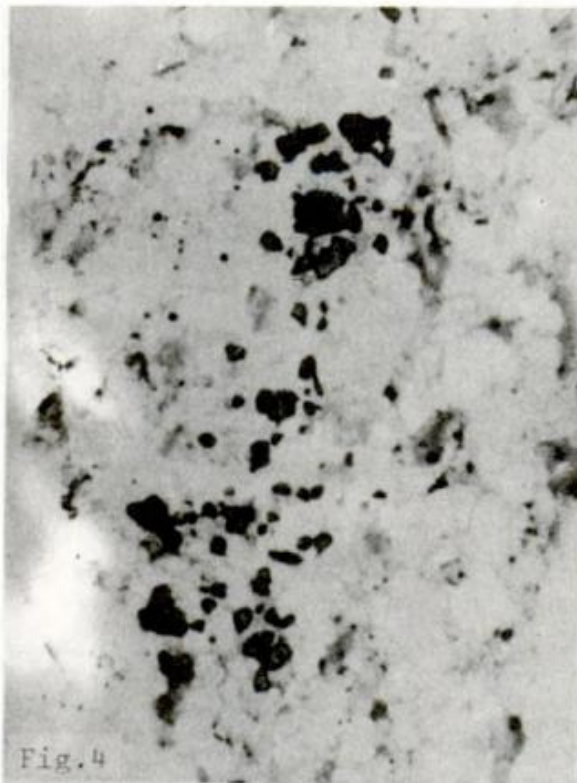
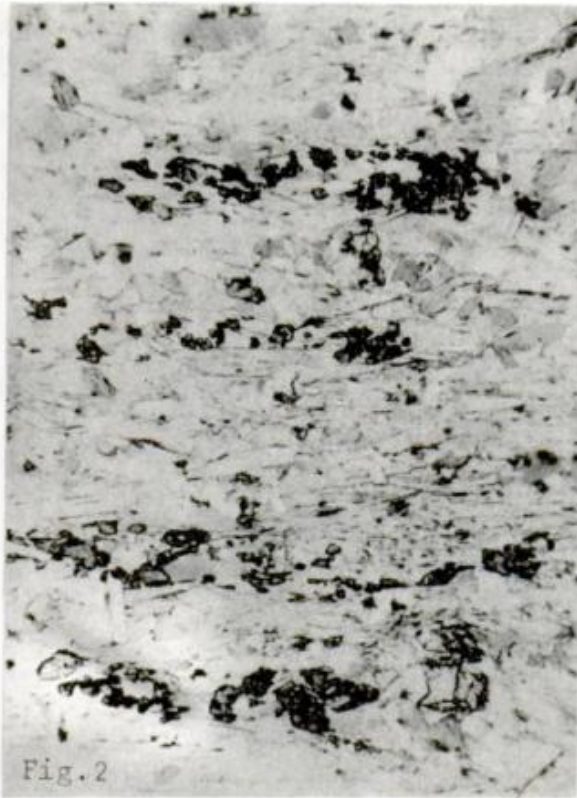
Brodtkorb y Brodtkorb (1975, 1979 y 1982) sugirieron, en base a recientes estudios realizados en Europa por Höll (1971), Maucher (1972) y Höll y Maucher (1976), que algunos de los yacimientos de la provincia de San Luis podrían corresponder a depósitos de wolframio estratoligados sin genéticos relacionados en otras partes del mundo al Precámbrico y Paleozoico inferior.

En base a los conocimientos derivados de las investigaciones llevadas a cabo por Maucher (1972), también Stoll (1975) aconseja una revisión de los yacimientos scheelíticos del basamento cristalino de las provincias de Córdoba y San Luis, para considerar si los mismos pueden asimilarse al tipo genético propuesto por Maucher.

La zona wolframífera más estudiada hasta ahora desde el punto de vista genético fue la de la sierra de los Morrillos. Brodtkorb y Brodtkorb (1975, 1979) y Sabalúa y Maté (1981) proponen un origen sin genético de la mineralización presente en las rocas calcosilicatadas, mientras que Llambías y Malvicini (1982) indican un origen epigenético para ella.

Los yacimientos ubicados entre Pampa de Tamboreo y dique La Florida fueron poco estudiados desde el punto de vista genético con excepción de Los Cocos. Stoll (1963) consigna que la scheelita de la mina Los Cocos se encuentra en las "capas plegadas de granulitas" (cuarcitas en este trabajo) y propone que la mineralización fue introducida en las mismas, probablemente durante su deformación, por fluidos pneuma-

Fig. 1: Yacimiento La Florida. x 40. Esquisto biotítico en el que se observan 4 bandas paralelas conteniendo granos de scheelita orientados según la esquistosidad. Fig. 3: Yacimiento La Florida. x 100. Detalle de la anterior. Fig. 4: Yacimiento La Florida. x 100. Esquisto compuesto por cuarzo, turmalina, plagioclasa y otros, con granos de scheelita, algo orientados por metamorfismo. Fig. 5: Yacimiento Carlito. x 100. Esquisto cuarzo-biotítico con porfiroblastos de scheelita.



tolíticos derivados del magma tonalítico de Pampa de Tamboreo. Según ese mismo autor las vetillas de cuarzo con scheelita que atraviesan la cuarcita probablemente no aportaron la mineralización tungstífera de la cuarcita. Hennig, (1973 en Roberts, 1979) indica en los yacimientos del Cerro Los Cocos un origen estratiforme primario para la mineralización tungstífera, una removilización durante el metamorfismo y plegamiento de los sedimentos y una deposición posterior en vetas de poca potencia. Roberts (1979) señala la íntima asociación de la scheelita con las fajas de granulitas (cuarcitas) cuarzo-feldespáticas para la corrida Los Cocos - Los Alamos. Sabalúa y Mate (1981) indican que en Los Cocos el mineral de tungsteno es singenético con las metacuarcitas, observación ésta apoyada por los estudios petrográficos. Ambrosini et al. (1981) señalan que la mineralización de wolframio de la zona en análisis, es intrínseca de las soluciones depositadoras de cuarzo y turmalina, y que la misma es dispersada en las rocas de caja.

Los autores de este trabajo desestiman un aporte wolframífero en el lapso comprendido entre la compactación del sedimento y cualesquiera de las fases metamórficas por no haberse observado elementos que señalen ese hecho. También se desecha la idea de un epigenetismo en el que las venillas de cuarzo (con o sin turmalina) fueran las que originariamente hayan aportado la mineralización difundiendo luego en las metamorfitas, ya que la mineralización está en bancos definidos y de gran extensión regional, y como granos participantes de la textura de la roca metamórfica, con lo cual la presencia de wolframio queda definida como premetamórfica. Por lo tanto el origen de wolframio se puede singenético con la sedimentación y suponer entonces que su presencia estaba en forma de granos de scheelita en el sedimento originario o que tal sedimento tuvo el aporte externo a través de las fases hidrotermales de un vulcanismo submarino. En cuanto a las venillas de cuarzo con o sin turmalina, concordantes y pseudoconcordantes que se encuentran en los yacimientos descriptos, estarían relacionados a los últimos acontecimientos de la evolución del basamento cristalino habiendo recibido su contenido wolframífero de las metamorfitas mineralizadas.

Para apoyar el origen volcánico-hidrotermal singenético del wolframio con la deposición de los sedimentos originales

como el propuesto por Maucher y Höll en varios trabajos, valen las siguientes observaciones. Entre la Faja Oriental y la Faja Occidental, camino de Pampa de Tamboreo a Los Cocos, se encuentran varios bancos de 30-50 cm de espesor de esquistos cuarzo-turmalínicos con sustancia orgánica y pirita asociadas. Maucher (com. pers.) sugiere que el aporte de boro en este tipo de rocas puede provenir de facies hidrotermales submarinas durante la sedimentación y que la sustancia orgánica podría proceder de una mortandad elevada de elementos constituyentes de la vida submarina, por intoxicación local del agua de mar. El grafito que se encuentra en las cuarcitas de Los Cocos tendría también ese origen. La presencia de una textura blastoporfírica en mina Carlito merece ser analizada como relicto de un posible vulcanismo submarino.

Si se considera la evolución depositacional de los sedimentos de la cuenca de este a oeste se observa que de sedimentos finos se pasa a sedimentos más gruesos, lo cual quedaría representado en la Faja Oriental por la predominancia de esquistos biotíticos con escasas cuarcitas intercaladas, mientras que en la Faja Occidental prevalecen las cuarcitas intercaladas con esquistos cuarzo-micáceos.

La mineralización está muy limitada a determinadas facies: en la Faja Oriental se halla en los esquistos biotíticos y es escasa en cuarcitas, mientras que en la Faja Occidental se encuentra en cuarcitas. Si se supone para la mineralización un origen hidrotermal submarino singenético se debe admitir que las condiciones de precipitación fueron las adecuadas en esas facies sedimentarias y que probablemente hubo varios pulsos mineralizantes.

Es difícil correlacionar, si tanto las manifestaciones de la Faja Oriental (La Florida-Carlito-La Teodolina) como las de la Faja Occidental (Cangrejo-La Libertad-Los Cocos-El Alamo) pertenecen cada una a un nivel definido o si la mineralización se produjo en diferentes subcuencas temporalmente escalonadas, dentro de un lapso depositacional.

La extensión areal de la mineralización, su ubicación en bancos definidos y delimitados, la textura premetamórfica de la scheelita, la presencia de los bancos de esquistos cuarzo-turmalínicos y de los porfiroblastos relictos de una textura volcánica, conducen a un planteo de meditación e investigación.

Fig. 6: Yacimiento Carlito. x 40. Venilla de cuarzo con granos de scheelita orientados por metamorfismo. Fig. 7: Yacimiento Carlito. x 100. Esquisto cuarzo-muscovítico con blastos de plagioclasa. Fig. 8: Yacimiento La Teodolina, x 100. Esquisto cuarzo-biotítico con porfiroblastos de scheelita. Fig. 9: Yacimiento Los Cocos. x 100. Cuarcita con granos de scheelita orientados por metamorfismo.



El estudio integral de los yacimientos en cuatro escalas: regional, local, muestra de mano y microscópica precisarán el origen de las diferentes mineralizaciones.

Post scriptum

En el lapso transcurrido entre la entrega de este trabajo y su publicación, los autores continuaron el estudio de yacimientos de scheelita entre el dique La Florida y Paso del Rey, habiéndose realizado nuevos viajes a la zona.

Uno de los principales motivos de investigación fue localizar el vulcanismo vinculado a la mineralización wolframífera. Así

es que se confirmó que las rocas descritas en este trabajo como esquisto cuarzo-muscovítico con una textura relictica ígnea, y la denominada "ojo de perdiz" son metatobas. También se hallaron en el área de Paso del Rey otros bancos constituidos por metavulcanitas pertenecientes al mismo evento magmático.

Dada la importancia de este primer hallazgo de vulcanismo ácido premetamórfico precámbrico en el contexto de la Geología regional de la sierra de San Luis se profundizó el estudio de estas rocas. Las conclusiones del mismo se presentarán al IX Congreso Geológico Argentino a realizarse en noviembre de 1984.

Lista de Trabajos citados en el texto

- AMBROSINI, G. L.; R. GONZALEZ; B. J. QUARTINO y C. A. RINALDI, 1981. Mineralización de wolfram en el faldeo oriental de la Sierra de San Luis. VIII Cong. Geol. Arg. IV: 623-630, Bs. As.
- BRODTKORB, M. K. de y A. BRODTKORB, 1975. Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del nordeste de la provincia de San Luis. Ser. Min. Nac. (inéd.).
- BRODTKORB, M. K. de y A. BRODTKORB, 1979. Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la provincia de San Luis. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (2): 131-140, Bs. As.
- BRODTKORB, M. K. de y A. BRODTKORB, 1980. Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del nordeste de la provincia de San Luis. VI Congreso Geol. Arg. 1975, Bahía Blanca III: 37-50, Bs. As.
- BRODTKORB, M. K. de, A. BRODTKORB y N. PEZZUTTI, 1982a. Some scheelite mineralizations in the Precambrian of San Luis Province, Argentina. V Cong. Inter. Assoc. Genesis of ore deposits (abstract), Tiflis.
- BRODTKORB, M. K. de, A. BRODTKORB y S. AMETRANO, 1982 b. Tipología de los yacimientos wolframíferos de la provincia de San Luis, Argentina. V Cong. Latinoam. de Geol., Actas III: 177-185, Bs. As.
- HOLL, R. 1971. Scheelitvorkommen in Osterreich. Erzmetall 24 (6): 273-282.
- HOLL, R. and A. MAUCHER, 1976. The strata-bound ore deposits ore in the Eastern Alps. In: Handbook

- of stratabound and stratiform ore deposits. Ed. K. N. Wolf. Elsevier V: 1-30, Amsterdam.
- KILMURRAY, J. y L. DALLA SALDA, 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Obra del centenario del Museo de La Plata. IV (Geología): 167-178, La Plata.*
- LLAMBIAS, E. y L. MALVICINI, 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXVII (1): 100-143, Bs. As.
- MAUCHER, A., 1972. Time and stratabound ore deposits and the evolution of the earth. 24th IGC, Sec 4:83-87, Montreal.
- ROBERTS, F. S., 1979. Wolframio en la provincia de San Luis, memoria descriptiva de zonas productoras y sus yacimientos más importantes. Dir. Gen. Fab. Mil. (inéd.), Bs. As.
- SABALUA, J. C. y O. A. MATE, 1981. Informe final programa Tungsteno-estaño, provincia de San Luis. Dir. Gen. Fab. Mil. (inéd.), Bs. As.
- STOLL, W. 1963. Los yacimientos de scheelita de Cerro Los Cocos, prov. de San Luis. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVIII (3-4): 116-120, Bs. As.
- STOLL, W., 1975. Yacimientos "stratabound" de scheelita en el basamento cristalino de Argentina. II Cong. Iberoamericano de Geol. Ec. III: 76, Bs. As.
- YRIGOYEN, M., 1981. Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. VIII Cong. Geol. Arg., Relatorio: 7-32, Bs. As.
- ZARDINI, R. 1966. Composición, estructura y origen del plutón de la Pampa del Tamboreo (Provincia de San Luis). Acta Geol. Lilloana VIII: 50-73.

Recibido: 12 de marzo, 1984
Aceptado: 28 de agosto, 1984

MILKA K. de BRODTKORB*
NORMA E. PEZZUTTI
ALEJO BRODTKORB
Servicio Minero Nacional
Av. Santa Fe 1548 - P. 12º
1060 Buenos Aires

*CONICET

LA FORMACION SARMIENTO Y EL VULCANISMO PALEOGENO

MARIO M. MAZZONI

Resumen

El examen petrográfico y químico de las tefras de la Formación Sarmiento (Eoceno-Oligoceno) de Patagonia extraandina demuestra un neto predominio de caracteres del grupo "dacítico" de Izett (1981) y afinidad calcoalcalina. Estos rasgos, en conjunto con el volumen, extensión, sedimentología e intervalo estratigráfico determinan que la unidad sea interpretada como caídas de tefras plinianas distales, derivadas de un arco magmático de actividad decreciente hacia el Oligoceno. Se establece y discute su vinculación con la "Serie Andesítica" del noroeste de Patagonia, recientemente interpretada como un arco magmático de subducción pacífica, que representaría la facies proximal del evento magmático eoceno. Se comentan dudas y alcances de esta correlación.

Abstract

Petrographic and chemical data from Sarmiento Formation (Eocene-Oligocene), extrandean Patagonia, exhibit a net predominance of features belonging to "dacitic" group in Izett's scheme (1981), and a broad calalkaline affinity. These characteristics together with the volume, extent, sedimentology, and span of deposition of Sarmiento Formation is interpreted as the result of distal plinian ash-falls coming out from a synchronic volcanic arc with diminishing activity towards the Oligocene. It is suggested that the "Andesitic Series", recently described as Pacific subduction volcanic arc, may represent the proximal facies of paleogene volcanic events in the region. Uncertainties are discussed in relation to this interpretation.

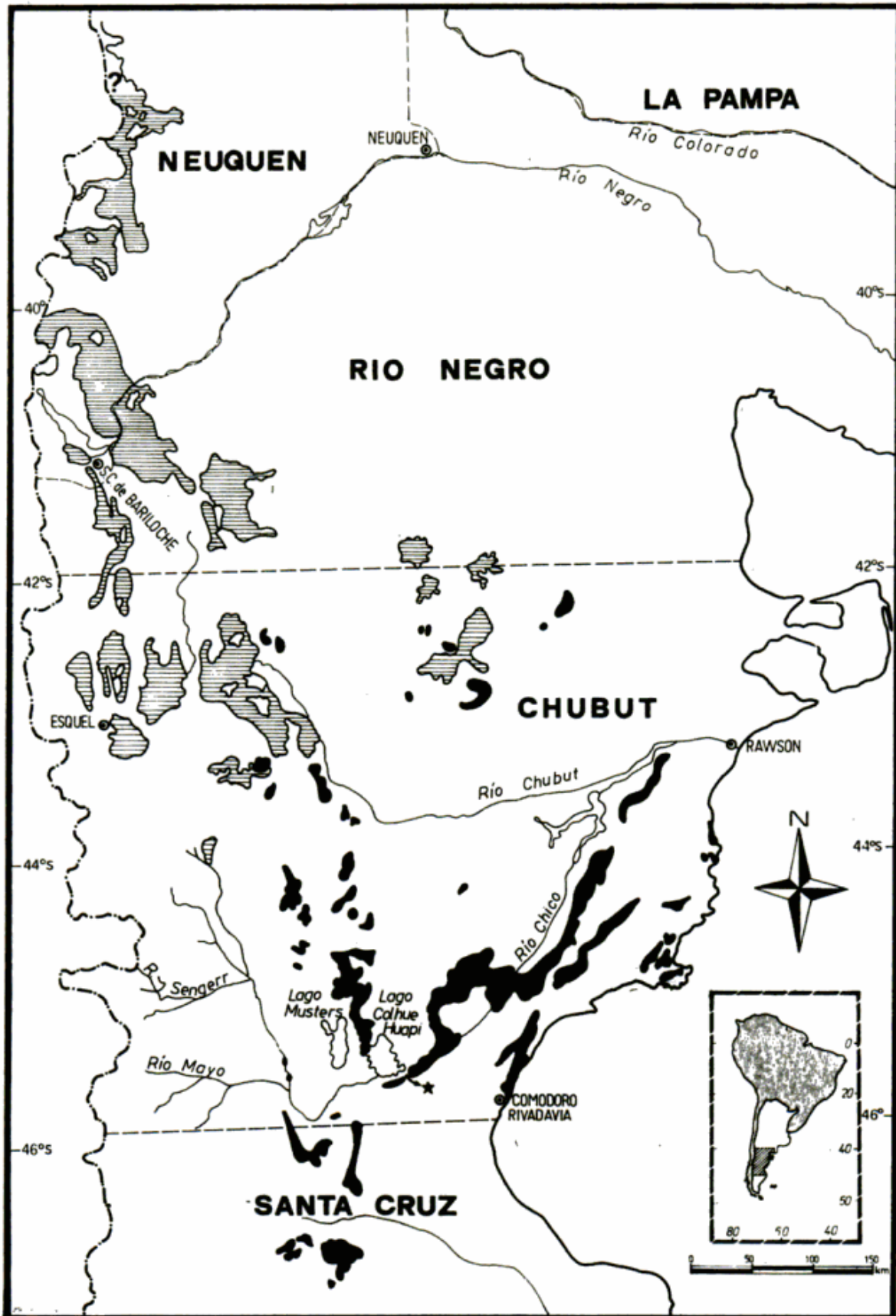
Introducción

El denominado Grupo o Formación Sarmiento (Feruglio, 1949, Spalletti y Mazzoni, 1977, 1979, Lesta et al., 1980) de Patagonia extraandina constituye una de las unidades potencialmente más expresivas de los eventos geológicos paleogenos de esa región del país. En efecto, desde las primeras investigaciones es bien conocida su riqueza paleontológica, que ha permitido reconocer edades mamífero tales como Casamayorensis, Deseadense y Colhuehuapense, etc. (Pascual y Odreman, 1971, 1973) de singular valor cronoestratigráfico (Marshall et al., 1977). La sedimentación sarmientense es también peculiar por el extenso intervalo temporal abarcado, que si bien con hiatus y ritmos aún no muy bien precisados, pero seguramente variados, va desde el Eoceno al Oligoceno (Marshall et al., *op. cit.*, Spalletti y Mazzoni, 1979), y por la presencia de rasgos tales como el singular volumen y variedad de silicofitolitos (Mazzoni, 1979),

estructuras edáficas (Spalletti y Mazzoni, 1979, Pesce, 1980) y biogénicas (Andreis, 1972). Estas características sumadas a análisis sedimentológico-estratigráficos (Spalletti y Mazzoni, 1977 y 1979) y petrográficos (Mazzoni, 1979) han permitido un mejor conocimiento de los ambientes de sedimentación, composición de los materiales, variaciones temporales, y otros rasgos significativos de los sedimentos que componen la Formación Sarmiento.

Creemos importante, sin embargo, revisar aquí con más detalle una serie de rasgos vinculados al magmatismo generador de las piroclastitas, y a su probable marco geológico regional. En este sentido, reviste especial interés el grado de relación de la misma con la denominada "Serie Andesítica", posibilidad que ha sido sugerida al pasar por Spalletti y Mazzoni (1979) y por Lesta et al. (1980). Para ello será necesario evaluar globalmente la unidad, y en particular considerar las características de los materiales que la componen, factor que

Fig-1- AFLORAMIENTOS DE VULCANITAS MESOSILICICAS EOTERCIARIAS Y DE LA FM SARMIENTO
 (Según Mapa Geológico del Servicio Geológico Nacional-1980- y Chebli et al -1978)



- VULCANITAS MESOSILICICAS EOTERCIARIAS-
- DEPOSITOS CONTINENTALES EOTERCIARIOS
- UBICACION DE MUESTRAS ANALIZADAS

constituye el núcleo de esta presentación.

Volumen y distribución de la Formación Sarmiento

La Formación Sarmiento exhibe rasgos muy llamativos que deben ser comentados con cierto detalle, ya que constituyen elementos genéticamente expresivos. En primer lugar, su extenso desarrollo regional, que según el mapa de Chebli, et al., (1978) y las descripciones de Lesta et al., (1980) ha sido detectada, si bien con discontinuidades y sin desglosar la Formación Río Chico (figura 1), en un área que se puede estimar en unos 200.000 Km².

A modo de comparación, podemos destacar que el área de afloramientos de la Formación John Day (Oligoceno-Mioceno del oeste de Estados Unidos, Fisher, 1966) es aproximadamente cinco veces menor y constituye uno de los ejemplos más voluminosos de depósitos piroclásticos cenozoicos.

También es notable la constancia de caracteres litológicos en la Formación Sarmiento, ya que salvo variaciones muy locales (Andreis, 1977) configura un rasgo infrecuente en depósitos de tipo continental. Esta característica responde a la homogeneidad textural y composición general (piroclástica fina) de sus manifestaciones. El carácter piroclástico de la misma constituye uno de los rasgos más distintivos y, si bien incluye tipos litológicos variados como primarios, loésicos -con intermitencias en el traslado eólico de las tefras- y redepositados (Spalletti y Mazzoni, 1977 y 1979, Mazzoni, 1979), sus rasgos son lo suficientemente constantes y diagnósticos para su reconocimiento.

Estas circunstancias, y el intervalo estratigráfico representado están atestiguando una actividad magmática eruptiva voluminosa y contemporánea una de cuyas facies, de carácter distal (Mazzoni, 1979) conforma las "Tobas de Sarmiento". En efecto, si consideramos un espesor medio original de 10 m para la unidad -que no parece nada exagerado, ya que supera holgadamente esa cifra con frecuencia (cf. Spalletti y Mazzoni, 1977, 1979, Lesta et al., 1980, Pesce, 1980)- el volumen de depósitos debe haber sido cercano a los 2.000 Km³. Este valor, muy estimativo, pretende más que cuantificar estrictamente la magnitud de los fenómenos efusivos, dar una idea de la voluminosidad de los mismos. Al respecto, consideramos que la producción de cenizas debe haber superado este valor, considerando el inevitable escape atmosférico de las trizas más finas, y la baja capacidad de preservación de las tefras en el registro geológico como consecuencia de su fácil erosión. Además, sus importantes espesores en el

pico Salamanca (Andreis et al., 1975) documentan una extensión mucho más vasta dentro de lo que hoy es el dominio marino.

Sedimentación de la Formación Sarmiento

En contribuciones previas se ha discutido el intervalo de sedimentación de la denominada Formación Sarmiento, concluyéndose que representa alrededor de 30 millones de años, entre el Eoceno y el Oligoceno (Marshall et al., 1977, Spalletti y Mazzoni, 1979). Estas características son indicativas de la continuidad temporal o recurrencia muy amplia de eventos volcánicos explosivos de extensión regional, a juzgar por el enorme volumen de piroclastos acumulados. En este sentido, y por los rasgos de los depósitos, parecería ser que la actividad magmática ha sido más intensa hacia los tiempos iniciales de la depositación de la unidad. Al respecto advertimos que esta característica podrá evaluarse con más rigor a partir de mayor información sedimentológica y cronoestratigráfica. Provisoriamente, algunos rasgos sedimentológicos -abundancia de materiales vítreos primarios, baja alteración, escasez y poca definición de paleosuelos- apuntan a una sedimentación más rápida y continua, con escasa reelaboración en los términos más antiguos de la unidad (cf. Spalletti y Mazzoni, 1979, Mazzoni, 1979), según la información obtenida del área del lago Colhue Huapi. Si bien los aportes piroclásticos primarios continúan en los términos más modernos, se hacen muy frecuentes los redepositados (Mazzoni, 1979) y los paleosuelos (Spalletti y Mazzoni, 1979). Crece, además, la relación vitroclastos alterados/vitroclastos frescos, al contrario de lo que podría esperarse si los materiales fuesen todos primarios, y a pesar de no verificarse cambios climáticos notorios (Pascual y Odreman, 1971).

La indudable naturaleza piroclástica de la unidad, las texturas y estructuras de los depósitos primarios -preponderantemente choníticos y seleccionados en el área de Colhue Huapi- junto a otros caracteres descriptos en el acápite anterior, permiten establecer que los mismos corresponden a depósitos de caída de tefras o caída de piroclastos (Self, 1982), de carácter distal sin duda para el área del lago Colhue Huapi, donde mejor se conoce la granulometría fina de los depósitos.

En contribuciones anteriores (Spalletti y Mazzoni, 1977, 1979) se han comentado que buena parte de estas acumulaciones han constituido depósitos semejantes a los loess cuaternarios y que consecuentemente han sufrido un transporte eólico de tipo intermitente. Al respecto, si bien la diagénesis de las tefras impide la determinación de parámetros granulométricos destina-

dos a la distinción entre primarias finas y loess vitroclásticos (Fisher, 1966), es muy probable la existencia de fenómenos de hibridización, del tipo de los descriptos por Teruggi (1957) para unidades comparables. Sin embargo, los intervalos transcurridos entre la generación de las efusiones y la depositación de las cenizas primarias por un lado, y los loésicos por el otro, pueden considerarse despreciables, y prácticamente sincrónicos, para los tiempos paleogenos, ya que son bastante menores al error actual de determinación cronológica.

Generación de las tefras

De acuerdo con lo hasta aquí expresado, es indudable el desarrollo de una fuerte actividad volcánica -especialmente para el Eoceno-, bastante alejada, al menos para el área de la cuenca del Golfo de San Jorge. Al respecto, las observaciones volcanológicas del Reciente demuestran que las grandes producciones de materiales téfricos de las características señaladas para la Formación Sarmiento corresponden a efusiones de estilo eruptivo pliniano (Walker,

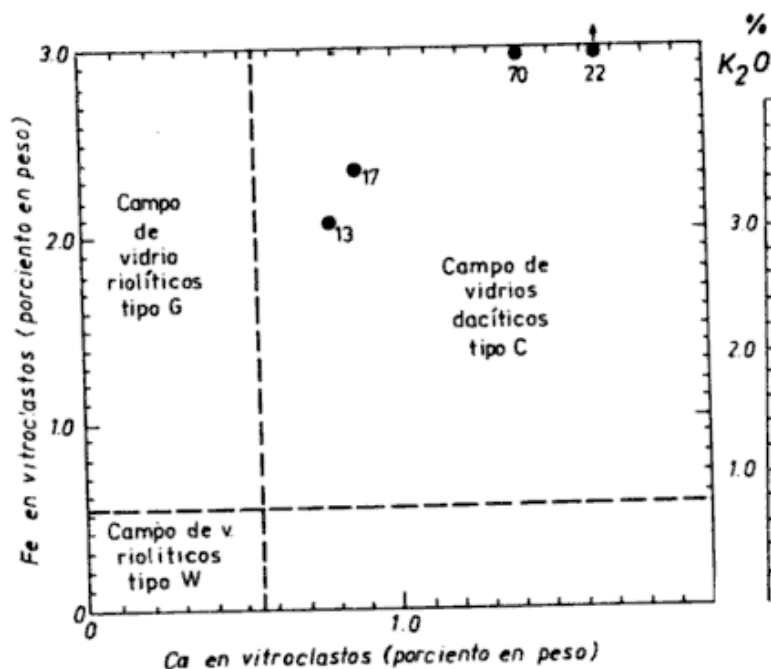


Fig. 2: Ubicación de las muestras del cuadro 1 en el diagrama Fe/Ca en vidrio (Izett, 1981).

1973, Self, 1982) y también las ignimbríticas (Walker, 1982), las que originan grandes volúmenes de materiales vítreos muy vesiculados (pumitas o pumicitas) de composición félsica, que eyectados a gran altura, son distribuidos sobre continentes y mares por los vientos predominantes.

Estudios modernos de vulcanismo cuaternario y de tiempos históricos han demostrado que la generación de este tipo de efusiones se produce en zonas corticales bastante definidas, cuya "cicatriz" local frecuentemente está conformada por una caldera. En efecto, la localización de estos fenómenos explosivos de gran magnitud es característico por un lado, de ambientes de arcos magmáticos -tanto islándicos como de borde continental-, (p. ej. Lago Cráter, Williams, 1942, Krakatoa, Decker y Decker, 1980; Toba, Van Bemmelen, 1949; Lago

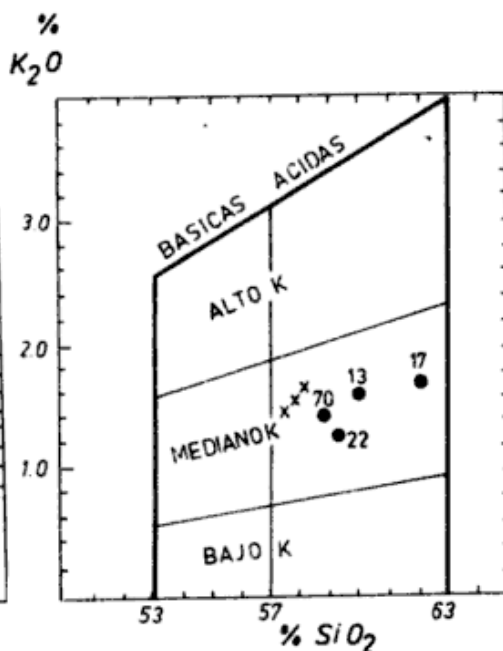


Fig. 3: Ubicación de las muestras en el gráfico de nomenclatura de andesitas de Gill (1981). Las cruces indican composición promedio de ese mismo trabajo.

Atitlán, Hahn, et al., 1979, Galán, Thorpe, 1983, etc.) y por otro a ambientes epicontinentales, con adelgazamientos corticales (caldera Bishop, Bailey et al., 1976, calderas del campo volcánico San Juan, Steven y Lipman, 1976; Sierra Madre Occidental, Mahood, 1981; Caldera Valles, Smith y Bailey, 1976; Emi Koussi, Friedman y Heiken, 1976). Estos fenómenos efusivos, sin duda los más catastróficos eventos geológicos, van acompañados por la formación de flujos piroclásticos generadores de ignimbritas sueltas o soldadas (Fisher y Schmincke, 1983), constituyentes -particularmente para el último caso- de plateaux ignimbríticos, frecuentes en el registro geológico.

En una reciente contribución (Izett, 1981) se suministran criterios químicos y petrográficos que sirven al reconocimiento de una u otra procedencia. En efecto, y a tra-

vés del estudio de 68 depósitos de caídas de cenizas del oeste de Estados Unidos -de los últimos 4 millones de años- este autor define tres grupos composicionales: W y G (riolíticos) y C (dacítico). Los dos primeros corresponderían a vulcanismos sobre corteza continental en tensión, y el tercero a magmatismo emplazado en zonas de convergencia entre placas oceánica y continental. Por lo tanto, consideramos de interés desarrollar el análisis de esos rasgos en las muestras de la Formación Sarmiento, ya que son críticos a los fines propuestos para esta investigación.

Características de las tefras

a) Petrográficas

Las características microscópicas de las tefras de la Formación Sarmiento (Mazzoni, 1979), presentan un conjunto de estrechas analogías con las que responden al grupo "C" de Izett (1981). Así, para la fracción vitroclástica, se puede citar la relativa variedad composicional de las trizas vítreas: índices de refracción que varían entre 1,496 y 1,530 entre muestras de diferentes niveles, presencia de vidrios con amplio rango de variación composicional dentro de una misma muestra, y frecuente coexistencia de morfologías variadas (pumíceas, blocosas, paredes de burbujas).

La fase cristalina es asimismo indicativa del mismo grupo, y en este sentido, es muy expresiva la ausencia o defecto de cuarzo, sanidina y biotita, y el predominio en la Formación Sarmiento de las plagioclasas, de composición principalmente andesítica (Mazzoni, 1979). Al respecto señalamos que los tres minerales citados con anterioridad, son los característicos de los otros grupos introducidos por Izett, de modo que por este motivo, creemos que es bastante definida la ubicación de la mayoría de los niveles de la Formación Sarmiento en la categoría "C".

b) Composición química

Si bien los caracteres petrográficos enumerados anteriormente parecen ser altamente determinativos, el esquema discriminatorio entre los diferentes grupos de Izett es eminentemente químico, y responde de modo primordial a contenidos y límites de algunos mayoritarios. A tal efecto, fueron determinados mediante espectrometría de absorción atómica sobre muestra total de cuatro piroclastitas de la Formación Sarmiento los óxidos necesarios (cuadro 1). Al respecto conviene advertir que los valores de Izett fueron obtenidos directamente sobre vitroclastos con microsonda. A los efectos de minimizar las probables diferencias, se seleccionaron

las muestras que contuvieran mayor abundancia de vitroclastos, y que a su vez observaron mínima alteración. Esta limitación ha determinado que pocos ejemplares reunieran esos requisitos, y que su distribución dentro del perfil no fuera la ideal. Así, las muestras 13, 17 y 22 corresponden al miembro Gran Barranca, y la 70 al Colhue Huapi (Mazzoni, 1979). Creemos sin embargo que, a pesar de estas limitaciones, los valores son representativos de la mayor parte del perfil, en virtud de la permanencia de las características composicionales generales durante el intervalo de depositación (Mazzoni, 1979).

La comparación de los atributos químicos de las muestras de la zona del lago Colhue Huapi y, especialmente los tenores de Ca y Fe (Cuadro 1) -considerados en la discriminación por sus amplias variaciones comparados con otros mayoritarios- demuestra que también ocupan el campo "C" (fig. 2).

Este grupo "C", donde el Mg es también más elevado, tiene contenidos de SiO₂ entre 67 y 77 % -recuérdese que este valor es para vitroclastos- es denominado "dacítico" por Izett. Por lo tanto el término aludido es en cierto modo independiente de la sílice en el vidrio, que por otra parte es prácticamente igual al de los grupos "riolíticos" del mismo autor y a las composiciones riolíticas convencionales.

Los valores medidos indican tenores en Ca superiores al 0,55 %, definitorios como determinantes de la clasificación "dacítica" de las muestras analizadas. En el caso de la muestra 22, es muy cercano a los máximos encontrados por Izett en tefras provenientes de efusiones de la cadena de las Cascadas. El Fe es alto en general para el grupo "C" y aún mayor para la misma muestra 22 (cuadro 1) y siempre superior al 2,0 % de Fe₂O₃ que constituye el techo del grupo riolítico; lo propio acontece con el MgO. Por la antigüedad y susceptibilidad diagénica es difícil evaluar Na₂O y K₂O, aunque parecen haber sido bajos originalmente, especialmente el último, capaz de experimentar ganancias postdeposicionales (Lipman, 1965). Nuevamente la muestra 22 exhibe valores "anómalos" en el campo de los alcalinos -p. ej. Na₂O/CaO menor a 1; valor mínimo en K₂O, cuadro 1-. El comportamiento químico de la muestra 22 no hace más que confirmar su carácter composicional peculiar, característica ya señalada por Mazzoni (1979) a través del examen de sus atributos cromáticos, megascópicos y microscópicos, al punto de haberse sugerido su utilización como nivel estratigráfico guía.

Los valores de SiO_2 del cuadro 1 son los presentados en Mazzoni (1979), donde oportunamente se discute su variación respecto de la composición inicial. Si se consideran los valores presentes en el cuadro 1, las muestras estudiadas corresponden a andesitas ácidas de mediano K según Gill (1981) (figura 3). Sin embargo, dado que los tenores de sílice están seguramente disminuidos respecto a los originales, y es imposible cuantificar esta variación, no debe descartarse una composición dacítica primitiva.

La ubicación de las muestras analizadas en el triángulo AFM de Irvine y Baragar (1971) (figura 4) -con las precauciones correspondientes a las movilizaciones anteriormente expuestas- demuestra que, nuevamente a excepción de la 22, corresponden al campo calcoalcalino. Pensamos que por la analogía general de las tefras de la zona de Colhue Huapi, la mayoría ocuparán esta misma zona. La muestra 22, puede representar, de acuerdo a su composición más básica y otros rasgos particulares, aporte efusivo diferente y/o de origen más local. De cualquier forma, su ubicación en el campo toleítico está dentro del margen -20 %- de análisis de andesitas orogénicas que Gill (1981) encuentra emplazadas en ese sector del diagrama. La distribución de las muestras analizadas es muy semejante en el diagrama de Miyashiro (FeO/MgO vs. SiO_2), en este caso, la muestra 70, ubicada en la parte superior del perfil y cercana al límite de la figura 3, ocupa el campo toleítico.

Conclusiones y comentarios

Es necesario incluir aquí algunos comentarios relacionados con el conocimiento actual de la producción de tefras en los arcos magmáticos. Al respecto, es conocida la alta explosividad y variabilidad eruptiva de los volcanes -generalmente andesíticos y compuestos- de las series calcoalcalinas, que varían desde débiles estrombolianas hasta poderosísimas plinianas, con escasa o nula efusión de lavas en la mayoría de los casos (Walker, 1982). Si bien el estilo eruptivo más frecuente de los volcanes andesíticos es el vulcaniano (Walker, 1982), capaz de generar en el tiempo volúmenes de tefra equivalentes a los plinianos, las características composicionales y texturales analizadas indican la preeminencia del segundo de los mecanismos citados, y específicamente a caídas de tefra de tipo distal. Debe señalarse, a los fines de una mejor interpretación del magmatismo proximal, que el desarrollo de explosiones y nubes plinianas es acompañada muchas veces por la generación de flujos piroclásticos y sus correspondientes depósitos, como así tam-

bién por la formación de una caldera, fenómeno común en todos los arcos magmáticos recientes, como fuera anteriormente comentado.

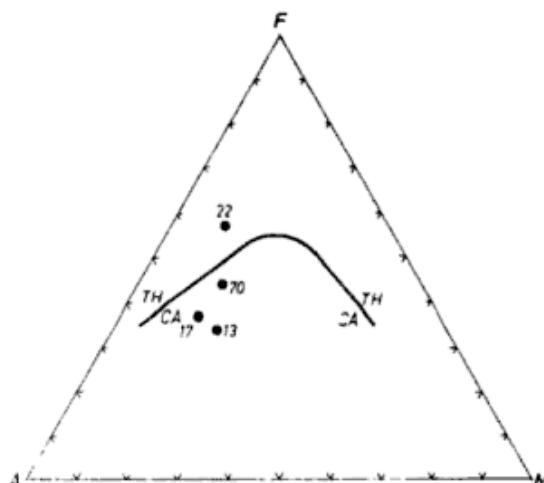


Fig. 4: Ubicación de las muestras en el diagrama AFM y separación entre el campo calcoalcalino y toleítico (Irvine y Baragar, 1971).

Las evidencias hasta aquí recogidas sobre las características de la Formación Sarmiento señalan entonces la existencia de fenómenos efusivos plinianos simultáneos de magnitud considerable, vinculados a zonas de convergencia durante el Eoceno. En efecto, el volumen, yacencia, continuidad y composición de la unidad, denotan la existencia de fenómenos magmáticos explosivos extendidos y/o recurrentes, de carácter dacítico y/o andesítico, genéticamente vinculados al desarrollo de arcos magmáticos, cuya manifestación distal constituye la unidad en cuestión. Al respecto, la afinidad "dacítica" comprobada y la continuidad tiempo-espacial es típica del vulcanismo ligado a subducción, y diferente del originado en áreas con atenuación cortical, de carácter más discontinuo y capaz también de provocar grandes caídas de tefra.

De acuerdo al registro provisto por la Formación Sarmiento, el climax eruptivo, según las observaciones en Chubut central, corresponde al Eoceno, coincidiendo con lo establecido por Ramos y Ramos (1980), y sus manifestaciones, atenuadas, continuar en la época siguiente.

Muestra	Miembro	SiO ₂ (1)	Fe ₂ O ₃ t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Ca	OFe	FeO/MgO	Fe ₂ O ₃ /MgO	Na ₂ O + K ₂ O
A ₁₃	G. Barranca	60,0	3,00	1,52	1,12	2,04	1,60	2,09	0,80	2,69	1,77	1,97	3,64
A ₁₇	G. Barranca	61,7	3,37	1,00	1,24	2,12	1,70	2,35	0,88	3,03	2,44	3,37	3,82
A ₂₂	G. Barranca	59,6	5,20	0,96	2,32	1,54	1,24	3,63	1,65	4,68	4,87	5,42	2,74
A ₇₀	Col. Huapi	59,0	4,36	1,36	1,94	2,22	1,40	3,00	1,38	3,93	2,89	3,20	3,62

(1) Valores extraídos de Mazzoni (1979)

CUADRO I: Algunos componentes mayoritarios de las tefras de la Formación Sarmiento y sus relaciones.

En contribuciones recientes mucho es lo que se ha avanzado en el conocimiento del magmatismo patagónico (Ramos, 1982; Ramos et al., 1982; Baker et al., 1981; Franchi y Page, 1980; Haller y Lapido, 1980; Coira, 1979, etc.) y especialmente en lo que atañe al Grupo Nahuel Huapi (González Bonorino, 1973) (Dalla Salda et al., 1981; Rapela et al., 1982; Rapela et al., 1983; Spalletti et al., 1982, etc.). La separación de unidades semejantes con las que se agrupaba, y la definición geológica de la "Serie Andesítica" como arco magmático, con subducción variable en el tiempo y horizontalización durante el Oligoceno-, la presencia de fases "ignimbríticas" y "plinianas" (Rapela et al., 1983), constituyen elementos importantes para considerar la "Serie Andesítica" como el equivalente proximal de la Formación Sarmiento. Al respecto, es significativa la presencia de la Formación Ventana de ignimbritas soldadas (Rapela et al., 1982, 1983), que como fuera mencionado, están íntimamente emparentadas con las efusiones plinianas. En este sentido, se señala también la probable existencia de numerosas estructuras muy sugestivas de antiguas calderas (Rapela y Aragón, 1983, com. pers.)

Es probable que buena parte del aporte a la Formación Sarmiento exceda el límite temporal de la "Serie Andesítica", y corresponda a eventos explosivos más jóvenes. En este sentido, la presencia de hipersteno en la Formación Sarmiento (Mazzoni, 1979), escaso o ausente en la Formación Ventana podría vincularse con eventos magmáticos posteriores a la "Serie Andesítica" (Rapela et al., 1983b), detectados en la Formación Niriuhau (Spalletti et al., 1982). Al respecto, la ubicación de las piroclastitas de esta última unidad demuestran alta afinidad "dacítica" en el diagrama de Izett, semejante al de las muestras de la Formación Sarmiento. Si bien la presencia del piroxeno rómboico podría relacionarse con manifestaciones básicas más o menos coetáneas con la "Serie Andesítica" (cf. Coira, 1979, Baker et al. 1981), su participación debería ser sólo de carácter muy local en la Formación Sarmiento, habida cuenta de la modesta participación piroclástica en estos mecanismos eruptivos. Al respecto se carecen de datos composicionales regionales para evaluar esta posibilidad.

Si bien la vinculación con el Grupo Nahuel Huapi parece inevitable, la interpretación debe tomarse con algunos recaudos en virtud de la aún limitada información estratigráfica y petrológica de ambas entidades. Al respecto, algunas incógnitas podrían ser resueltas, como por caso, una circulación eólica hacia el sur-sureste, dado

el emplazamiento de la "Serie Andesítica", entre los paralelos 39°30' y 43°30' (Ramos, 1982), y la ausencia de afloramientos asignables a esta unidad al sur de Trevelin (Haller y Page, 1980) (fig. 1). Creemos que la vinculación debe aún dejar abierta la posibilidad de conexión con probables unidades paleogenas en el área noroccidental y occidental de Chubut. En efecto, estas unidades mapeadas por Chebli et al., (1978) como Formación La Cautiva reubicadas en parte en el Cretácico por Page (1980 a y b), Ploskiewicz y Ramos (1978) y Franchi y Page (1980), parecen reunir, de comprobarse su coetaneidad, caracteres mixtos entre las facies de arco y las distales y podrían representar las facies intermedias, aún no reconocidas.

Otro aspecto de indudable interés lo constituye la valoración de la influencia de la intensa actividad explosiva eocena en las condiciones climáticas. En efecto, la inyección de materiales a gran altura provoca perturbaciones climáticas de corto y largo plazo (Decker y Decker, 1980; Axelrod, 1981) y dejan improntas ecológicas y biológicas notables (Axelrod, 1981). En este sentido, la enorme información paleontológica y geológica que aún subyace con la Formación Sarmiento puede constituir un vasto campo de estudio y transferencia mutua de información valiosísima para el conocimiento de la historia del paleogeno patagónico.

Agradecimientos

El autor desea agradecer al Dr. J. C. Merodio por la confección de los análisis químicos, al Dr. C. W. Rapela por las interesantes sugerencias aportadas y al Dr. L. A. Spalletti por la lectura y correcciones del manuscrito final.

Lista de trabajos citados en el texto

ANDREIS, R. R., 1972. Paleosuelos de la Formación Musters (Eoceno medio), Laguna del Mate, Prov. de Chubut. Rep. Arg. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. Rev., II (3-4): 91-98, Bs. As.

_____, 1977. Geología del área de Cañadón Hondo. Depto. Escalante, Prov. de Chubut. República Argentina. Mus. La Plata. Rev., Obra Centen., IV: 77-102. La Plata.

_____, M. M. mazzoni y L. A. SPALLETTI, 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut. República Argentina. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXX (1): 85-103. Bs. As.

AXELROD, D. I., 1981. Role of volcanism in climate and evolution. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 185. Colorado.

BAILEY, R. A., G. B. DALRYMPLE y M. A. LANPHERE, 1976. Volcanism, structure and geochronology of

Long Valley Caldera. Mono County, California. Jour. Geophys. Res., 81: 725-744. Washington.

BAKER, P. E., W. J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS Y D. C. REX, 1981. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Phil Trans. Royal Soc. London, 303 (1474) 105-149. Londres.

COIRA, B. L., 1979. Descripción de la hoja 40d. Ingeniero Iacobacci. Provincia de Río Negro. Bol. Nº 168. Servicio Geológico Nacional, Bs. As.

CHEBLI, G. A., C. NAKAYAMA y J. C. SCIUTTO, 1978. Provincia de Chubut, recopilación geológica. Contribución al VII Cong. Geol. Arg., Neuquén.

DALLA SALDA, L., M. LEGUIZAMON, M. MAZZONI, J. MERODIO y C. RAPELA, 1981. Características del vulcanismo paleogeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39°30' y 41°29' S. VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis) Actas III: 629-657, Bs. As.

DECKER, R. y b. decker, 1981. Volcanoes. W. H. Freeman & Co., 243 p. San Francisco.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. II, 349 p. YPF. Bs. As.

FISHER, R. V., 1966. Textural comparison of John Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash. Jour. Sedim. Petrol., 36 (3): 706-718.

_____, y R. V. SCHMINCKE, 1983. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 p., Berlín.

FRIEDMAN, J. D. y G. HIEKEN, 1976. Volcanoes and Volcanic Landforms. En Skylab views the Earth, N.A.S.A. S.P. 380, cap. 5: 137-171.

FRANCHI, M. R. y PAGE, R. F. N., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXV (2): 208-229, Bs. As.

GILL, J. B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, 390 p., Berlín.

GONZALEZ BONORINO, F y C. GONZALEZ BONORINO, 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Dep. Rec. Nat. y Energ. Fundac. Bariloche, Nº 16, 53 p. San Carlos de Bariloche.

HALLER, M. y O. LAPIDO, 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Austral. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 230-247, Bs. As.

IRVINE, T. N. y W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can Jour. Earth Sci., 8: 523-548, Toronto.

IZZETT, G. A., 1981. Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the Western United States. Jour. geophys. Res., 86 (B11): 10193-10199, Washington.

LESTA, P. J., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. Chubut extraandino. En geología Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. II: 1307-1388, Córdoba.

LIPMAN, P. W., 1965. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. U. S. Geol. Survey Bull, 1201-D: 1-24, Washington.

MAHODD, G. A., 1981. A summary of the geology and petrology of the Sierra Primavera, Jalisco, Mexico. Jour. Geophys. Res., 86 (B11): 10137-10152, Washington.

MARSHALL, L. G., R. PASCUAL, G. H. CURTIS y R. E. DRAKE, 1977. South american geochronology: radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing in Patagonia. Science 195: 1325-1328.

- MAZZONI, M. M., 1979. Contribución al conocimiento petrográfico de la Formación Sarmiento, barranca sur del lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. *Asoc. Min. Petrol. y Sedim. Rev.*, 10 (3-4): 33-53, Bs. As.
- MIYASHIRO, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274: 321-335.
- PAGE, R. F. N., 1980a. Los conglomerados de Cañadón Pelado. Departamento Languineo, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXV (1): 80-86, Bs. As.
- _____, 1980b. La edad del cautivalitense en su área tipo, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXV (1): 151-153. Bs. As.
- PASCUAL, R. y O. DOREMAN, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana* 8 (3-4): 373-412, Bs. As.
- _____, 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastroficos. *Actas V Cong. Geol. Arg.*, 3: 293-338, Bs. As.
- PESCE, A., 1980. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuevu, prov. de Neuquén. *Actas VIII Congr. Geol. Arg.* III: 43 9-304.
- PLOSZKIEWICZ, J. V. y V. A. RAMOS, 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Prov. del Chubut). *Asoc. Geol. Arg., Rev.* XXXII (3): 909-226, Bs. As.
- RAMOS, E. y V. RAMOS, 1978. Los ciclos magnéticos de la República Argentina. *Actas VII Congr. Geol. Arg.*, I: 771-786, Bs. As.
- RAMOS, V., 1982. Las intrusiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). *III Congr. Geol. Chileno: 1-263-A-288*, Concepción, Chile.
- _____, H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. *Earth Sci. Reviews*, 18: 411-443, Amsterdam.
- RAPELA, C., L. A. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGON, 1982. Estudio geoquímico y petrológico del vulcanismo paleogeno en la zona de Río Negro y Neuquén. Argentina. *Actas V Congr. Latinoam. Geol.* III (587-584), Bs. As.
- _____, L. A. SPALLETTI y J. C. MERODIO, 1983 a. Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) de la Cordillera Patagónica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, Bs. As.
- _____, L. A. SPALLETTI, C. MERODIO y E. ARAGON, 1983b. Provincia volcánica Paleogena de la Patagonia Noroccidental. *Relatorio IX Congr. Geol. Arg. San Carlos de Bariloche*.
- SELF, S., 1982. Processes and mechanism of eruptions. En *Pyroclastic volcanism. Geol. Assoc. Canada, Short course notes 2: 38-52*, Winnipeg.
- SMITH, R. L. y R. A. BAILEY, 1966. The Bandelier Tuff: a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.*, 29 83-104.
- SPALLETTI, L. A. y M. M. MAZZONI, 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. *Rev. Mus. La Plata. Obra Centen. Geol. IV: 261-283*, La Plata.
- _____, 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la barranca sur del lago Colhue Huapi, provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXXIV (4): 271-281, Bs. As.
- _____, C. MERODIO y V. G. DE POSADAS, 1982. Caracteres petrográficos y geoquímicos de las piroclásticas de la Formación Niriuhau. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXVII (1): 50-65, Bs. As.
- STEVEN, T. A. y P. W. LIPMAN, 1976. Calderas of the San Juan volcanic field, South western Colorado. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 958: 1-35.
- THORPE, R. S., 1983. Relative roles of subducted oceanic crust, mantle and continental crust in the petrogenesis of Andean andesites. *Resumen, EOS*, 64 (3): 325.
- TERUGGI, M. E., 1957. Nature and origin of Argentina Loess. *Jour. Sed. Petrol.*, XXVII (3): 322-332.
- VAN BEMMELLEN, R., 1949. The Geology of Indonesia, General Geology. The Hague, Govt. Printing Office, 1A: 1-732, Holanda.
- WALKER, G. P. L., 1973. Explosive volcanic eruptions a new classification scheme. *Geol. Rund.* 62: 431-446.
- _____, 1982. Eruptions of andesitic volcanoes. En *Andesites*, Ed. R. S. Thorpe, J. Wiley & sons, 403-413.
- WILLIAMS, H., 1942. The geology of Crater Lake National Park. *Carnegie Inst. Washington Publ.* 540: 1-162.

Recibido: 27 de octubre, 1983
Aceptado: 28 de noviembre, 1984

MARIO M. MAZZONI
Centro de Investigaciones Geológicas
Calle 1 N° 644
1900 - La Plata

ESTUDIO GENETICO DE YACIMIENTOS DE FLUORITA DE RIO NEGRO Y CHUBUT

GUIDA ALIOTTA

Resumen

Se estudiaron 28 yacimiento de fluorita de Río Negro y Chubut. Los depósitos se formaron por relleno de fracturas emplazadas a profundidades inferiores a los 1.000 m. Registran perturbaciones de distinta intensidad, ocurridas durante la mineralización y originadas en movimientos tectónicos o colapso gravitacional. La mineralogía de las vetas es simple, básicamente compuesta por fluorita, cuarzo y calcedonia y las rocas de caja sufrieron en general una alteración cuarzo-sericítica. La alteración principal de la roca de caja fue previa a la mineralización fluorítica y producida por fluidos de pH ácido, al menos inicialmente, a temperaturas comprendidas entre 200° y 300° C. La mineralización se originó a partir de fluidos neutros o ligeramente alcalinos, entre 90 y 230° C. Las condiciones fueron oxidantes en general.

Los yacimientos, epitermales o subvolcánicos, se formaron entre el Jurásico medio y el límite Cretácico-Terciario.

Abstract

28 fluorite deposits from Río Negro and Chubut (Argentina) have been studied. They formed essentially by filling of fractures, at depths less than 1.000 m. The ores show perturbations of different intensities occurred during the mineralization and originated by tectonic movements or gravitational collapse. The mineralogy is simple, basically fluorite, quartz and chalcedony and the wall rocks suffered essentially a quartz-sericitic alteration. The principal alteration was previous to the fluoritic mineralization and was produced by acid fluids, at least initially, at temperatures between 200° and 300° C. The mineralization formed from neutral to slightly alkaline fluids between 90° and 230° C. The conditions were oxidizing in general.

The deposits, epithermal or subvolcanic, were formed between Middle Jurassic and the Cretaceous-Tertiary boundary.

Introducción

Los yacimientos de fluorita que se encuentran en las provincias de Río Negro y Chubut, contienen reservas de fluorita calculadas en 8.100.000 toneladas, lo que constituye el 81,3 % de los recursos de fluorita identificadas en el país.

La importancia económica del distrito, unida a las variaciones geológicas y mineralógicas observadas entre los yacimientos y a las diferencias en hábito cristalino y color de la fluorita, hace interesante el estudio de las relaciones entre las características geológicas de los distintos yacimientos.

El presente trabajo es síntesis de un trabajo de tesis doctoral (Aliotta, 1983) y consiste en el estudio geológico y genético de 28 yacimientos. El objetivo del trabajo es establecer un esquema genético general para la mineralización fluorítica de la región, así como también determinar las diferencias que apartan a los distintos yacimientos del modelo general. Para ello se estudiaron en cada caso roca de caja, estructura, texturas, mineralogía, relaciones paragenéticas, características de la fluorita y alteración hidrotermal.

La ubicación de los distintos yacimientos se muestra en la figura 1. Los mapas y

perfiles de los distintos yacimientos pueden encontrarse en Aliotta (1983).

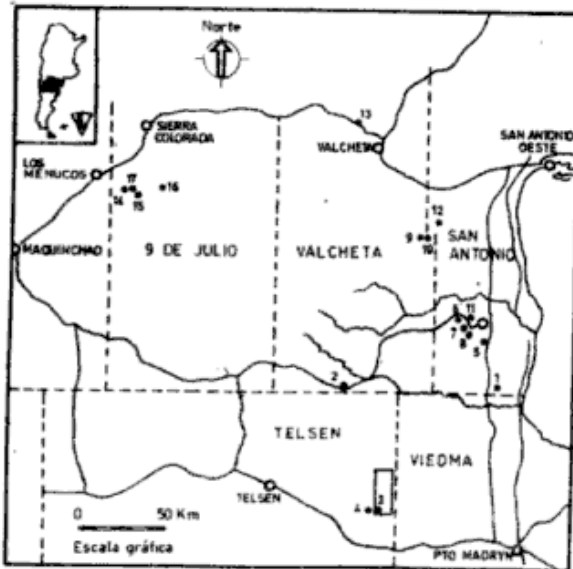


Fig. 1: Ubicación de los yacimientos. 1) Manifestación al oeste de María Isabel, María Isabel y Facundo; 2) La Bonita; 3) El Moro (Incluye Don Pancho, Don Alciro, Don Alejandro, Don Raúl, Don Guillermo, Don Jorge, Don Esteban, Don Rodolfo y Sectores A y B); 4) Campo de Posse; 5) Las Mellizas; 6) Navidad 65, veta II; 7) Boccadirio; 8) Argentina II; 9) Guillermito; 10) María Teresa; 11) Anahí; 12) La Palita; 13) Puerto San Antonio; 14) La Alegría; 15) Dos Amigos; 16) Doña Felisa y 17) Perdida II.

Investigaciones anteriores

Los yacimientos se emplazan en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico y una síntesis del conocimiento geológico de la región se encuentra en Stipanovic y Methol (1980).

Las investigaciones anteriores referentes a yacimientos de fluorita de la región consisten generalmente en evaluaciones económicas o tratan aspectos parciales de la mineralización. Además, la literatura acerca de dicha mineralización es bastante reciente; el primero en citarla fue Lapidus (1950).

Varios informes y reconocimientos exploratorios de un yacimiento o zona mineralizada fueron realizados para direcciones provinciales de minería o compañías mineras. Entre ellos podemos citar los de Padula (1960), Greco (1971), Llambías (1971), Novitzky (1971), Soruco (1973) y Corbella (1974).

Algunos autores efectuaron estudios geológicos y genéticos de uno o varios yacimientos. Así, Cuerda (1964) describió algu-

nas características de las minas Argentina, Argentina II y La Paz. Greco y Vallés (1971) hicieron un estudio geológico general de yacimientos de la zona de Sierra Grande. Manera (1972) y Hayase y Manera (1973) estudiaron temperaturas de formación de algunos yacimientos de la provincia de Río Negro.

Malvicini y Llambías (1974) estudiaron la mineralización manganesífera del macizo y describieron brevemente algunos yacimientos en que aparece fluorita asociada con minerales de Mn. Angelelli y otros (1976) dan breves descripciones geológicas de varios yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. Finalmente, Vallés (1978a y b) estudió algunas vetas de fluorita o de ésta asociada con hübnerita de la zona próxima a mina Gonzalito.

Método de trabajo

El trabajo de campo se llevó a cabo durante los meses de verano de los años 1973 y 1974 y consistió en la realización de bosquejos geológicos y perfiles de las labores. Un ejemplo se da en las figuras 2 y 3.

El muestreo de la mineralización y de la roca de caja fue diseñado a bases de bosquejos geológicos, a fin de obtener una buena cobertura de los afloramientos y labores. Se obtuvieron así 250 muestras, cuya ubicación fue referida a los planos realizados.

El trabajo de laboratorio comprendió el estudio mineralógico y petrográfico de la mena, ganga y roca de caja.

Las determinaciones mineralógicas ópticas fueron confirmadas mediante estudios de rayos X. Los difractogramas se realizaron sobre fracciones minerales puras o polvo de roca total, utilizando radiación de Cu y filtro de Ni.

En caso de presentarse líneas de difracción correspondientes a hidromica y/o montmorillonita, la muestra fue glicolada a fin de controlar la existencia de interestratificados expandibles.

La distinción de polimorfos de mica fue realizada gráficamente, comparando la posición teórica de las líneas de difracción de los polimorfos, en el rango entre 20° y $34^\circ 2'$ con los difractogramas obtenidos para cada muestra. Se siguió el método utilizado por Grimm y otros (1951). Sin embargo, la identificación clara del polimorfo predominante fue imposible en muchos casos.

Se efectuó además para algunas muestras de fluorita, la observación del color del mineral reducido a polvo y/o calentado durante una hora a 500° C. El tratamiento

térmico se efectuó para comprobar las referencias que se hacen en tabajos anteriores (Allen, 1952; Siervo, 1963 y Mackenzie y Green, 1971) del fenómeno de blanqueo térmico experimentado por la fluorita.

Rocas de caja

Las mineralizaciones se emplazan en rocas pertenecientes al "Complejo Porfírico-Porfirítico" Triásico-Jurásico. Estas rocas consisten en riolitas, tobas e ignimbritas, con intercalaciones de sedimentitas tales como calizas y wackes (Las Mellizas) y areniscas tobáceas (Puerto San Antonio).

Las excepciones las constituyen: La Palita, en granito pérmico (Ramos, 1975); Guillermito, en milonitas permo-triásicas (Vallés, 1978 b); María Teresa, en gneis micáceo del basamento (Vallés, 1978 a); María Isabel, manifestación al oeste de María Isabel y Facundo, en intrusivos hipoabisales integrados por pórfidos graníticos y granodioríticos (Corbella, 1973) del límite Triásico-jurásico (Stipanovic y Metho, 1980) y la Bonita en conglomerado que ha sido asignado por la autora al grupo Chubut "sensu lato" es decir Cretácico medio a superior (Stipanovic y Metho, 1980). La asignación del conglomerado al Grupo citado se debe a que está integrado por rodados de rocas pertenecientes al "Complejo Porfírico-Porfirítico", esencialmente riolitas. Esta pefita se encuentra aflorante en la base de una potente sucesión de areniscas rojizas y amarillentas. Nuñez y otros (1975) citaron la existencia de afloramientos del Grupo Chubut, del Cretácico superior, en una zona cercana (al oeste y sudoeste de Cona Niyeu). Roseman (1975) también informa de la presencia de "Estratos con dinosaurios" en esa región.

Estructuras

Las mineralizaciones se emplazan en fracturas. En la figura 4 se da el esquema de densidad de los polos de las fracturas mineralizadas, realizado utilizando red de Schmidt.

Existen dos arrumbamientos predominantes: el primero este-oeste a nor-noreste - sud-sudoeste y este-sudeste - oeste-noroeste y el segundo nor-noroeste a noroeste - sud-sudeste a sudeste, ambos verticales a subverticales.

Estas direcciones coinciden con lineamientos regionales observados por Roseman (1975), siendo, de acuerdo con el citado autor, el segundo grupo mas antiguo que el primero.

Existen en varios yacimientos (manifestación al oeste de María Isabel, María Isa-

bel, El Moro y La Bonita) fallas conjugadas con ángulos 2θ comprendidos entre 10° y 20° , indicando que se habrían producido a baja profundidad (Hancock y Atiya, 1979).

Es común que las vetas se presenten en rosario, con ramificaciones. A veces la mineralización se compone de varias vetas y venas paralelas separadas por salbandas de caja, como ocurre en Puerto San Antonio. Las vetas son asimétricas, con numerosas reaperturas, formándose frecuentemente venas de generaciones sucesivas en los contactos ente una veta anterior y la roca de caja. En algunos casos cada veta se encuentra a su vez fracturada, cortada por espejos de falla que constituyen falsas paredes de la mineralización.

En un solo caso, en Don Rodolfo (El Moro), se observó la mineralización alojada en diaclasas.

Texturas

Las texturas son esencialmente de relleno, con la mineralización cementando brecha de roca de caja de fragmentos de tamaño variable, ya sea angulosos o corroides.

Son comunes las texturas bandeadas, crustificadas y en escarapela, así como también las coliformes, especialmente en aquellos casos en que se presentan fluorita porcelana (de grano extremadamente fino) y/o calcedonia. Son abundantes las drusas en espacios abiertos.

El reemplazo es muy subordinado, presentándose la fluorita en agregados y venillas irregulares dispersos en la roca de caja. Únicamente en Las Mellizas el reemplazo de las calizas constituye el proceso predominante, con la presencia subordinada de venillas de relleno cuando la mineralización se aloja en las wackes.

Se observa a veces una estratificación subhorizontal mal definida de los fragmentos de brecha, perpendicular a las paredes de las vetas. Esta estratificación se encuentra mejor definida en María Isabel, donde aparecen fragmentos angulosos a subangulosos de caja y fluorita dispuestos con estratificación gradada, en matriz de fluorita de grano fino. En la figura 5 se muestra un esquema representativo de esta estratificación.

Mineralogía

La mineralogía es sencilla y está integrada esencialmente por fluorita, calcedonia y cuarzo.

En cantidades muy subordinadas aparecen minerales del grupo de las arcillas (caolini-

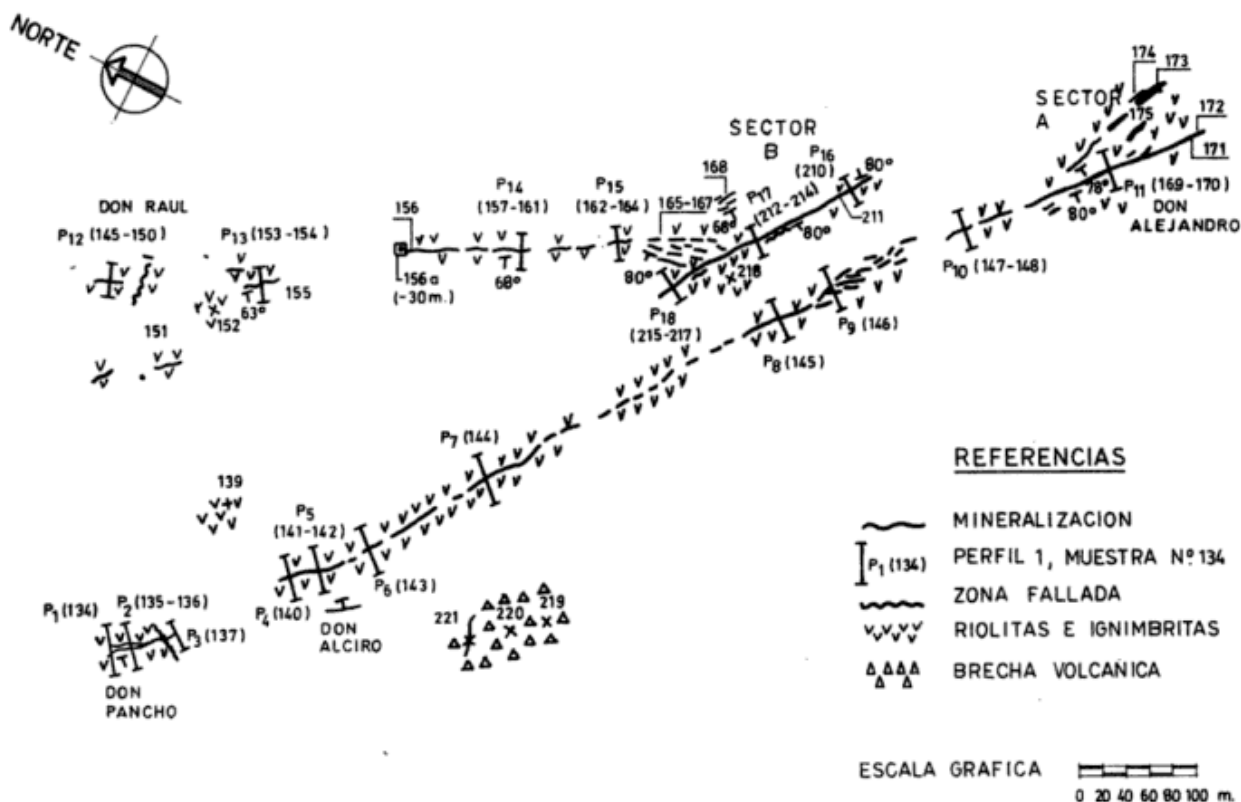


Fig. 2: El MORO: Esquema de mineralización, perfiles y muestreo.

ta, hidromica, montmorillonita) y raramente clorita (ripidolita en Puerto San Antonio).

En algunos casos la fluorita aparece asociada con sulfuros: con pequeñas cantidades de pirita en La Palita, María Isabel, Facundo y algunos yacimientos de El Moro (Don Pancho, Don Alciro y Don Alejandro); se presenta asociada con abundante galena en María Teresa.

En Guillermito la fluorita se encuentra con hübnerita.

La presencia de hematita pulverulenta intercrecida con fluorita o calcedonia se ha detectado en la mayoría de los yacimientos.

En La Palita y en la manifestación ubicada al oeste de María Isabel se encontró adularia en cierta proporción y una pequeña cantidad de albita en el primer yacimiento citado.

En escasa proporción se halló baritina en la manifestación al oeste de María Isabel y en Puerto San Antonio.

Son poco frecuentes cantidades minúsculas de diversas ceolitas: analcima en Navidad 65, laumonita en La Bonita y estilbita en La Alegría (también citada por Manera, 1972).

La calcita aparece frecuentemente, en pequeña cantidad. Sólo en Guillermito y Puerto San Antonio se la encuentra en forma abundante.

Se encontró anhidrita en muy escasa proporción en La Bonita.

Por último, se halló rodocrosita en el sector de mina Don Rodolfo (El Moro), citada también por Malvicini y Llambías (1974).

La secuencia paragenética para cada yacimiento puede encontrarse en Aliotta (1983) y un ejemplo se da en la figura 6. Se presentan varias generaciones de fluorita, separadas por perturbaciones de distinta magnitud. Sólo en cuatro yacimientos (María Teresa, Guillermito, Perdida II y La Alegría) se ha identificado una única

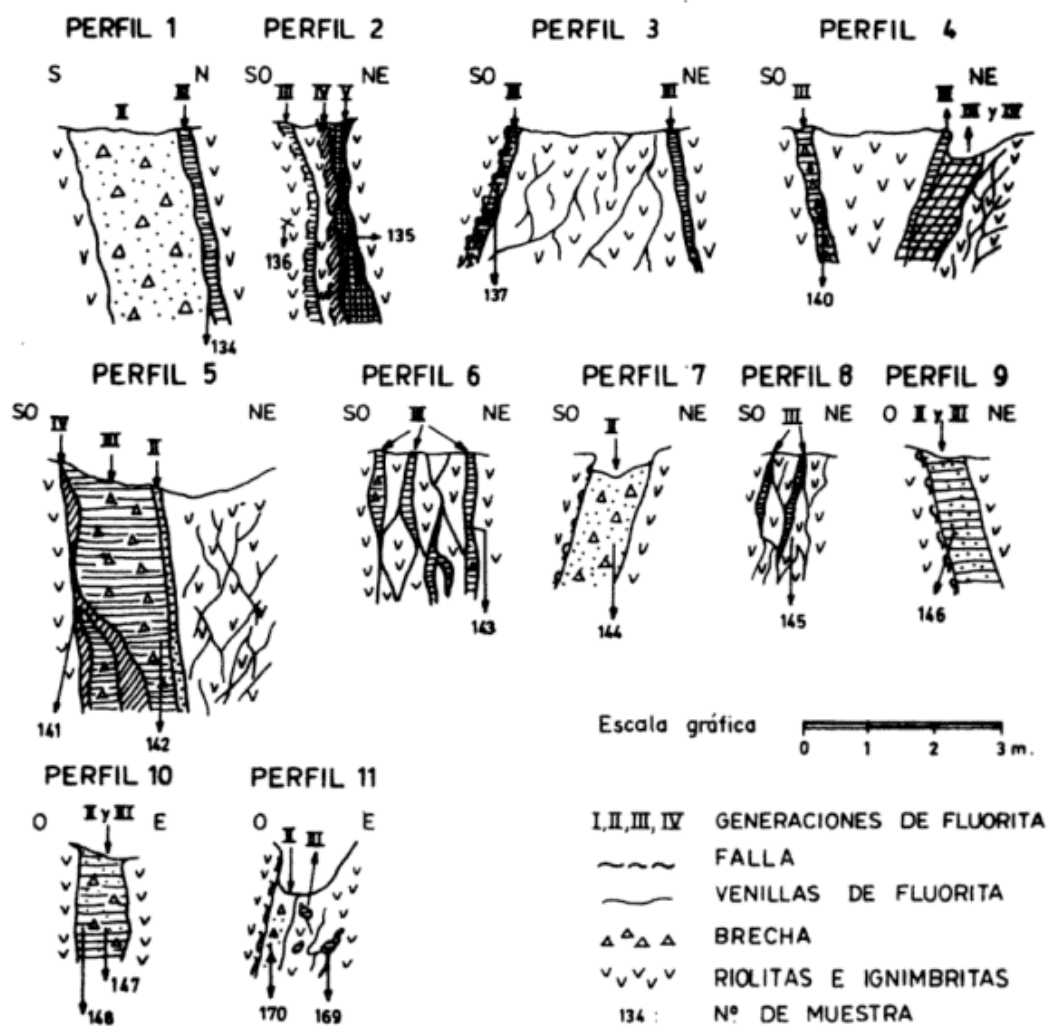


Fig. 3: El MORO: Perfiles de los sectores Don Pancho, Don Alciro y Don Alejandro.

generación de fluorita; en general aparecen tres o cuatro generaciones; el caso extremo lo constituye El Moro con siete generaciones diferenciables.

En casi todos los casos, con anterioridad a la precipitación de la primera generación de fluorita, se depositó calcedonia y/o cuarzo, seguidos por una perturbación.

Color y hábito de las fluoritas

Se encontraron fluoritas de muy variados colores: incolora, blanca, amarilla, ambarina o caramelo, verde en distintas tonalidades, roja (particularmente en aquellos casos en que la fluorita se encontraba finamente intercrecida por hematita pulverulenta), rosada, púrpura, azulada, violeta y parda hasta casi negra.

Estos colores se consideraron primarios en el caso de que estuvieran dispuestos según bandas de crecimiento o se los encontrara en forma masiva y secundarios en el caso de que se hallaran asociados

a microestructuras, como finas grietas o fisuras. En este último caso la fluorita invariablemente toma color púrpura a ambos lados de las fisuras, a veces con manchas de color muy oscuras, inclusive ligeramente pleocroicas y anisótropas al microscopio, como ocurre con la fluorita de la primera generación de La Palita.

El hábito de la fluorita es igualmente variable: porcelana, granuda desde muy fina hasta muy gruesa o masiva, fibrosa y columnar.

Se observaron muy frecuentemente cristales, de tamaño muy variable (desde algunas fracciones de mm a 3 cm), presentando alguna o varias (hasta tres combinadas) de seis de las siete formas de la clase holoédrica cúbica, con la excepción del tetraquishexaedro.

Las formas más comunes son cubo y cubo combinado con hexaquisoctaedro y a continuación, bastante subordinado, octaedro y rombododecaedro; trapezoedro y triaquisoctaedro se hallaron muy raramente.

Los cristales son en general incoloros o púrpuras, a veces, sobre todo cuando domina la forma hexaquisoctaédrica, con la porción cercana a la superficie de cada cristal más oscura que la parte interna. Muchas veces, en caso de tratarse de cubos bien formados, se observaron cristales incoloros o púrpura muy claros, con aristas y vértices oscurecidos (púrpura oscuro). Subordinadamente se encontraron cristales color caramelo, especialmente cubos.

Los cristales se presentan desde muy perfectos, especialmente cuando se presentan formas cúbicas solamente, hasta muy corroídos dando forma redondeadas, generalmente en los cristales mayores.

Las muestras pardas (todas de El Moro) son granudas finas, menos comunmente medias; se observan formas cristalinas que van desde cubo combinado con hexaquisoctaedro, octaedro o rombododecaedro, en cristales corroídos al iniciarse la deposición, a cubos bien formados hacia el final. Las muestras verdes y amarillas y ambarinas nunca se presentan granudas finas; en la mayoría de los casos son granulares gruesas a muy gruesas. Las fluoritas amarillas, cuando presentan formas cristalinas identificables, son cubos y las verdes exclusivamente octaedros y esto en un solo caso (Boccardirio). Las fluoritas púrpuras son esencialmente granudas, nunca muy finas. Las violetas se encuentran en todos los hábitos, pero nunca granudas muy gruesas; las más oscuras tienden a ser más finas. Las fluoritas fibrosas se presentan en casi todos los colores, con la excepción del pardo. La fluorita porcelana es blanca, grisácea o violeta claro, en unos pocos casos rosada "salmón".

La fluorita porcelana es de grano extremadamente fino y muchas veces se presenta al microscopio practicamente opaca. Se la encuentra representada en casi todos los yacimientos estudiados, presentando en muchos casos texturas y bandeados de tipo colofome. En la mayoría de los casos el estudio rontgenográfico muestra que se trata de fluorita pura o intercrecida con cantidades subordinadas de cuarzo.

Cambios de color producidos por pulverización y calentamiento: El color del polvo es blanco o crema, violeta claro o rosado claro. Solo las muestras de color violeta muy oscuro o pardas conservan su color pulverizadas.

Algunas muestras violetas muy oscuras y todas las pardas, no presentaron cambios al ser sometidas a tratamiento térmico; todas las restantes sufrieron blanqueamiento.

Perturbaciones ocurridas durante la mineralización

Las perturbaciones se evidencian por características que van desde fisuración de la mineralización previa en las más ligeras, hasta una brechación del mineral anterior, en las más intensas, resultando fragmentos que son cementados por generaciones posteriores.

Alteración de la roca de caja

La alteración más difundida en rocas del "Complejo Porfirico-Porfirítico" es una asociación cuarzo-sericitica (Rose, 1970). Ambos minerales se presentan en forma zonada, con la silicificación más intensa en los centímetros más próximos a la veta y la sericitización en una zona externa que no abarca en general más que dos o tres metros. En algunos casos, sin embargo, se han encontrado zonas más extensas; por ejemplo en Don Raúl (El Moro) se hallaron indicios de sericitización hasta 40 m de la veta y en Perdida II la silicificación pudo detectarse hasta 20 m de la mineralización.

El cuarzo se presenta de grano fino, en agregados y venillas irregulares de reemplazo. En la parte más próxima a la mineralización este reemplazo es total o dá como resultado una textura de brecha de reemplazo. La silicificación se produce tanto en la totalidad de la roca, como limitada a reemplazo pseudomórfico de feldespato potásico o menos comunmente de biotita.

La sericita reemplaza a las plagioclasas (seudomórficamente o en venillas) y a la matriz de las rocas volcánicas. En la secuencia de formación sigue a la silicificación, presentándose como fibras dispuestas en límites entre granos de cuarzo.

El término sericita se utiliza para designar a un mineral de grano fino, similar a la muscovita pero de menor índice de refracción. Dado el pequeño tamaño de grano el índice de refracción medido es un promedio y variaba entre 1,56 y 1,575, siendo 1,57 el valor más frecuente. En todos los casos, con la posible excepción de la sericita de índice 1,58 que reemplaza a las wackes en Las Mellizas, se trata de una mica aluminica, con difracción bien definida en 5 A (Bradley y Grim, 1961).

La posición invariable de las líneas de difracción basal después de ser glicoladas las muestras permitió descartar la existencia de interestratificaciones expandibles. Solo en Argentina II se identificó en la alteración un interestratificado ordenado de mica y montmorillonita, con proporciones aproximadamente iguales de ambos minerales (Bradley y Grim, 1961).

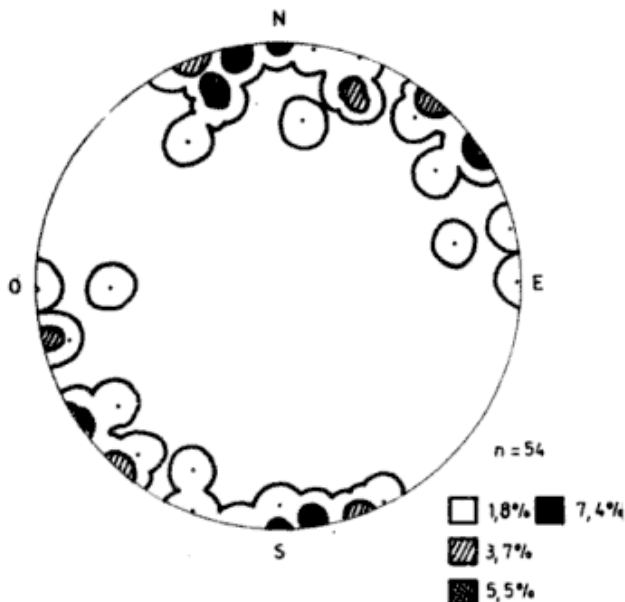


Fig. 4: Densidad de polos de fracturas mineralizadas.

Respecto a los polimorfos de mica presentes, en la mayoría de los casos en que los mismos pudieron ser determinados se trataba de mica $2M_1$ con $1M$ muy subordinada (La Palita, María Isabel, y, en El Moro, Don Pancho). En otros casos se encontró solo mica $1M$ (Anahí y, en El Moro, don Guillermo) y solamente en un yacimiento (Puerto San Antonio) se identificó únicamente mica $2M_1$.

En algunos yacimientos adquiere importancia la alteración argílica de distintos tipos.

Así, se presenta caolinización en: Boccadirio (en la zona más próxima a la veta, gradando hacia la zona externa a sericitización), en la parte central de la veta en el sector B de El Moro (gradando hacia los extremos de la veta a montmorillonización), en el sector Don Guillermo de El Moro (asociada a diabantita), en el campo de Posse, en La Bonita y en La Alegría.

La caolinización afecta a los feldespatos y en menor medida a la matriz de las rocas volcánicas.

Estudiada mediante rayos X la caolinita se presenta desde bien ordenada según el eje b , como en Boccadirio, hasta desordenada según b , como en Don Guillermo de El Moro.

En otros yacimientos los minerales de alteración presentes son halloysita y/o metahalloysita, como ocurre en Argentina II y en El Moro en el sector de Don Raúl. Estos minerales se presentan como alteración, especialmente, de plagioclasa.

En María Isabel, Facundo y sector B de El Moro se presenta montmorillonita

como mineral de alteración, especialmente de plagioclasa. Presenta un índice de refracción medio de 1,53 pero dicho índice debe ser considerado con cautela dado que puede ser modificado por la técnica de inmersión.

Mediante rayos X se midieron los espaciados de los picos correspondientes a 100 y 110 y a base de ellos se determinaron parámetros de celda unidad: a entre 5,11 y 5,13 Å y b entre 8,86 y 8,88 Å. Los valores de estos parámetros podrían indicar que se trata de beidellita; sin embargo esto no puede afirmarse con certeza sin mayor tratamiento químico y/o térmico de las muestras.

En muy pocos yacimientos se comprobó la formación de feldespatos por alteración hidrotermal.

En dos casos se determinó albitización, es decir metasomatismo de Na^+ : masivamente en la zona interna del halo de alteración de María Isabel (figura 7) y como reemplazo del feldespato potásico en Don Raúl (El Moro), asociada a halloysita. En un solo caso se encontró formación de feldespato potásico: en la zona media del halo de alteración de María Isabel (figura 7).

En ciertos yacimientos se observaron minerales del grupo de las ceolitas como producto de alteración, en general en pequeña proporción: se halló heulandita en Boccadirio (asociada a caolinita) y La Bonita (reemplazando a la matriz del conglomerado, asociada a silicificación) y natrolita en María Isabel (asociada con albitización en la zona interna del halo de alteración). Este último yacimiento constituye el único ejemplo en que se encontró anhídrita como producto de alteración (figura 7).

Escasamente representados como alteración se encuentran minerales del grupo de la clorita: pycnoclorita (o diabantita) en Anahí y diabantita en Don Guillermo (El Moro). Alteran a biotita y a la matriz de las rocas volcánicas en la zona más próxima a la veta.

Una alteración común a muchos yacimientos, aunque espacialmente limitada a pocos centímetros del contacto entre mineralización y roca de caja, es la hematización. Excepcionalmente, alcanza un desarrollo de 1 m en María Isabel, donde se presenta en forma asimétrica entre las zonas interna y media (figura 7).

Frecuentemente, aunque no volumétrica-mente importante, es la fluoritización de la roca de caja, a veces recurrente relacionada con las distintas generaciones de la mineralización.

En Las Mellizas, cuya roca de caja es fundamentalmente una caliza, la alteración más importante, que coincide con la mineralización, consiste en un reemplazo metamórfico de CO_3Ca por F_2Ca , formando cuerpos de fluorita rodeados por un halo de 10 m de silicificación representada por calcedonia ferruginosa reemplazando a la calcita de la roca, que se encuentra recristalizada.

La biotita que se presenta como fenocristales en rocas volcánicas se ha hallado silicificada, sericitizada o cloritizada en grado variable, pero la alteración más difundida es la desferrización. La biotita así alterada presenta índice de refracción bajo ($n = 1,58$) y a rayos X muestra la siguiente altura relativa de difracciones basales: $001 \approx 003 \gg 002 \approx 004 > 005$. Esto correspondería a una composición $2 \text{ Mg} . 1 \text{ Fe}$, en el límite entre biotita y flogopita (Bradley y Grim, 1961).

Discusión de los resultados

Rocas de Caja - Edad de la Mineralización

Distintos autores han asignado diferentes edades al ciclo metalogénico durante el cual se formaron los depósitos de fluorita. Los depósitos se emplazan en rocas que varían en edad desde el Precámbrico al Cretácico Medio a Superior.

La presencia de mineralización fluorítica en las capas cretácicas en La Bonita permite extender el límite superior de dicha mineralización al menos hasta el Cretácico superior. La evidencia referente a la continuación del ciclo metalogénico durante el Terciario inferior, (Malvicini y Liambías, 1974) no parece concluyente dado que se basa en dos depósitos originados por reemplazo, que pueden haberse formado por removilización por parte de aguas subterráneas de minerales hipógenos formados con anterioridad. Vallés (1978b) considera que la manifestación de Arroyo Verde no es diagnóstica de hidrotermalismo de origen magmático.

Evidencia indirecta referente a este tema es proporcionada por los numerosos depósitos de caolín que se emplazan en rocas del "Complejo Porfírico-Porfirítico" en Río Negro y Chubut. Estas manifestaciones podrían constituir el evento póstumo del ciclo de mineralización que originó los depósitos de fluorita (Maiza y Hayase, 1975). En la región del curso inferior del Río Chubut, a las manifestaciones de caolín sobreyace, en neta discordancia, una secuencia transgresiva que Aliotta y otros (1977) demostraron que puede ser equiparable a la Formación Roca (Daniano-Paleoceno). Estas capas sedimentarias no presentan evidencia

alguna de mineralización. A base de lo expuesto se concluye que el límite Cretácico-Terciario coincide con el límite superior del ciclo metalogénico durante el cual se formaron los depósitos de fluorita.

En lo que se refiere al límite inferior, las notables semejanzas, especialmente mineralógicas, evidenciadas por los yacimientos de fluorita, parece sugerir que es improbable que los mismos se hayan formado en momentos muy diferentes. Por otra parte, es conocida la asociación del fluor con magmatismo ácido del "Complejo Porfírico-Porfirítico". A base de lo expuesto se considera al Jurásico medio como posible límite inferior de la mineralización.

Estructuras y Texturas

La frecuente existencia de vetas de fluorita alojadas en fallas conjugadas con bajos valores de 2θ sugiere un ambiente poco profundo durante la mineralización.

El neto predominio de texturas de relleno, con escarpelas y drusas en espacios abiertos, permite concluir igualmente profundidades someras de formación.

Además, la abundancia de texturas coloriformes indica que los afloramientos corresponden a los niveles superiores de las vetas, con escaso truncamiento por erosión y que puede esperarse una cierta continuidad en profundidad.

La estratificación subhorizontal observada en varias vetas parece indicar un cierto transporte mecánico pulsatorio por parte de los fluidos.

Mineralogía

La mineralogía sencilla y bastante uniforme de los yacimientos de fluorita permite concluir que los mismos se formaron a partir de fluidos esencialmente semejantes, representando las pequeñas diferencias existentes variaciones atribuibles a condiciones locales.

El hecho de que la hematita es el mineral de hierro más difundido muestra que, en general las condiciones de formación de los depósitos fueron oxidantes.

La existencia difundida de calcita indica, de acuerdo con Ryzhenko (1965) que el pH de los fluidos responsables de la mineralización fluorítica osciló probablemente entre 9,6 y 8,1.

Color y hábito de la fluorita

Diversos autores han intentado relacionar color y hábito de fluorita con sus condiciones de formación o con características composicionales.

El origen del color de la fluorita es un tema ampliamente discutido en la literatura, con conclusiones contradictorias. La autora considera que dicho color está íntimamente relacionado con quimismo y estructura de la fluorita, por lo cual se lo tratará en trabajos posteriores en que se aborden esos temas.

Respecto al hábito, si se comparan las sucesiones observadas con los tipos texturales propuestos por Peters (1958) se comprueba una secuencia esperable desde fluido concentrado y nucleación rápida bajo condiciones rápidamente cambiantes (como las que se producirían en una fractura situada a escasa profundidad, con conexión con la superficie), pasando por un fluido de aproximadamente la misma concentración pero bajo condiciones más quietas (al irse sellando la fractura por la depositación del mineral), concluyendo con un fluido de baja concentración, muchas veces con reaperturas y nuevos aportes de fluido, renovándose condiciones previas.

La existencia frecuente de cristales de fluorita corroídos indica un cambio en las condiciones físico-químicas, que hace que la fluorita sea parcialmente resolubilizada, posiblemente por deficiencia de flúor en el fluido (Grogan y Bradbury, 1967).

Si se aplican los resultados de Vasil'kova y Kukuskina (1973) se comprueba que los cristales con hábito cúbico son incoloros (indicando alto contenido en tierras raras y abundancia de F^- compensador) o púrpuras, pero en ningún caso verdes (lo que indicaría bajo contenido en tierras raras). En un solo caso (Boccardiro) se halló la fluorita verde, formando cristales (octaédricos), indicando la posibilidad de un isomorfismo mixto, con Na^+ y F^- compensando la entrada de tierras raras en la estructura.

En lo que se refiere a la fluorita porcelana, su origen ha sido interpretado diferentemente. Ivanova y Kormilitsyn (1963) concluyeron que esta fluorita tiene origen tectónico. Los mismos autores (1967) atribuyeron otras fluoritas del mismo tipo a precipitación a partir de soluciones coloidales.

En los yacimientos estudiados se observan las siguientes características: 1) ausencia de fragmentos de roca de caja alterada en la fluorita porcelana; 2) ausencia de indicios de perturbaciones tectónicas en las fluoritas previas a la formación de fluorita porcelana y de la misma generación; 3) presencia difundida de texturas coliformes en la fluorita porcelana.

A base de estas características se concluye que, para los citados yacimientos, la fluorita porcelana tiene su origen en la precipitación a partir de fluidos que transportaban partículas coloidales y n



Fig. 5: Estratificación presente en María Isabel.

en actividad tectónica. A base del primer punto se concluye además que el fluido hipógeno recibió poco o ningún aporte lateral proveniente de la roca de caja durante la depositación de la fluorita porcelana.

Perturbaciones ocurridas durante la mineralización

Las perturbaciones ocurridas durante la mineralización han sido atribuidas por distintos autores a diversas causas. Así, Peters (1958) y Sawkins (1969) postularon que la brechación se debería a corrosión química, Ivanova y Kormilitsyn (1963) a reactivación tectónica y Shcheglov (1970) a colapso gravitacional.

En este estudio se ha observado lo siguiente:

1) Si bien son comunes los cristales corroídos y redondeados, los fragmentos de fluorita brechados se presentan angulosos, sin indicios de haber sido corroídos. Además las venillas y guías de fluorita en generaciones anteriores rellenan microestructuras netas que no podrían formarse por disolución. Se concluye entonces que la brechación producida por corrosión química, si existió, fue local y subordinada.

2) Se observaron en varios yacimientos fragmentos de clivaje de fluorita cementados por fluorita de grano más fino, a veces dispuestos en forma "estratificada" perpendicularmente a las paredes de la veta (María Isabel, figura 5). Estos casos y posiblemente aquellas perturbaciones menores evidenciadas por pequeñas venillas que cortan en todas direcciones a mineralización anterior, son atribuibles a un probable colapso gravitacional.

3) Son comunes los fragmentos angulosos compuestos de fluorita de grano fino, a veces con rocas de caja y/o cuarzo o calcedonia, cementados por fluorita posterior. Estos casos son atribuidos a reactivación

tectónica y representan las perturbaciones más intensas en relación a la primera fracturación.

4) La brechación en Las Mellizas puede explicarse por un cambio de volumen producido al ser reemplazada la caliza por fluorita.

Alteración de la roca de caja

Contrariamente a lo observado por Bulnaey (1970), en los yacimientos estudiados los diferentes tipos de alteración no dependen de diferencias en el tipo de roca de caja, ya que distintos minerales de alteración se han desarrollado en rocas de caja muy semejantes; la diferencia parece más bien causada por la acción de distintas condiciones físico-químicas reinantes localmente. Es decir que una interpretación de la alteración debe proporcionar evidencia valedera concerniente a las características de las mencionadas condiciones.

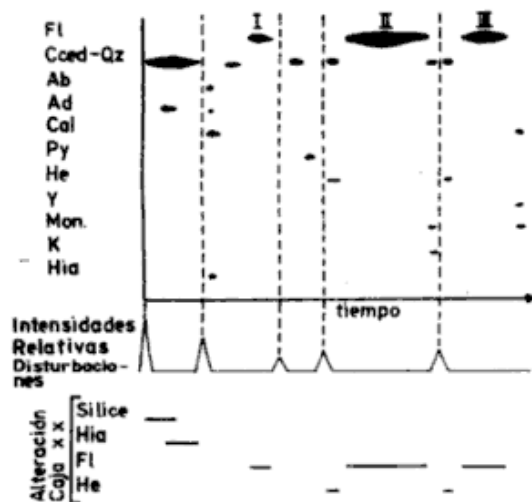


Fig. 6: Diagrama paragenético de la Palita. Ab: Albita; Ad: adularia; Cal: calcita; Cced-Qz: calcedonia-cuarzo; Fl: fluorita; He: hematita; Hia: hidromica; K: caolinita; Mon: montmorillonita; Py: pirita; Y: yeso.

Como ya se ha expresado, en los yacimientos de fluorita del Macizo Nord-patagónico la alteración más difundida es la cuarzo-sericitica. Se requieren condiciones de disponibilidad de H^+ (soluciones ácidas) tanto para sericitización como para silicificación, siendo los requerimientos de H^+ (y la acidez) mayores para el segundo tipo de alteración.

La zonación observada en la alteración cuarzo-sericitica podría explicarse como debida al pasaje de un fluido de elevada

acidez inicial, que fijaría sílice y tomaría K^+ y que iría cambiando en composición a medida que reaccionaba con la roca de caja, disminuyendo su acidez, fijando K^+ en la sericita junto con una cierta cantidad de sílice y tomando Na^+ y eventualmente Ca^{2+} . Esto explicaría también la secuencia observada entre cuarzo y mica. En aquellos casos en que la silicificación es escasa, la cantidad de K^+ liberado por silicificación de feldespato no sería suficiente para explicar la sericitización y el K^+ debería ser aportado por el fluido, al igual que la sílice.

En cuanto a la temperatura, dados los politipos de mica encontrados, las alteraciones sericiticas estudiadas se incluirían fundamentalmente en el grupo 2, de temperaturas intermedias de la secuencia propuesta por Iwao (1970). Según Yoder y Eugster (1955) el pasaje entre los polimorfos de hidromica 2M y 1M se produce entre los 200 y 300°C. De acuerdo con esto la temperatura de los fluidos que produjeron la alteración sericitica debió encontrarse comprendida entre los valores citados. Además, la ausencia de pirofilita como mineral de alteración de la roca de caja en todos los yacimientos estudiados permite concluir asimismo que dicha alteración tuvo probablemente lugar a temperaturas inferiores a los 300° C (Reed y Hemley, 1966).

En cuanto a otros tipos de alteración hallados en forma subordinada, la formación de caolinita a partir de feldespatos requeriría condiciones ácidas (Rose y Burt, 1979). Lovering (1949) también expresó que el hecho de que la alúmina sea inerte durante la argillización parece indicar que la misma se ha producido dentro del rango de estabilidad del óxido de aluminio hidratado, definido por un pH comprendido entre 7 y 4,3.

En cuanto a la formación de montmorillonita y ceolitas se vería por el contrario favorecida por condiciones alcalinas (Deer y otros, 1966). La asociación de estos minerales con procesos de alteración que ocurren en condiciones ácidas, como silicificación y caolinización, indicaría que su formación fue posterior a la de algunos minerales con que se encuentran asociados, con una evolución del fluido de condiciones ácidas a condiciones alcalinas, por agotamiento de las soluciones.

Se concluye entonces que la alteración más importante de roca de caja en los depósitos de fluorita estudiados se ha producido en condiciones ácidas, con evolución posterior a neutras y alcalinas, en un ambiente oxidante, dada la presencia difundida de hematita. La temperatura de los fluidos responsables de la alteración habría estado dentro del rango de 200 a 300° C.

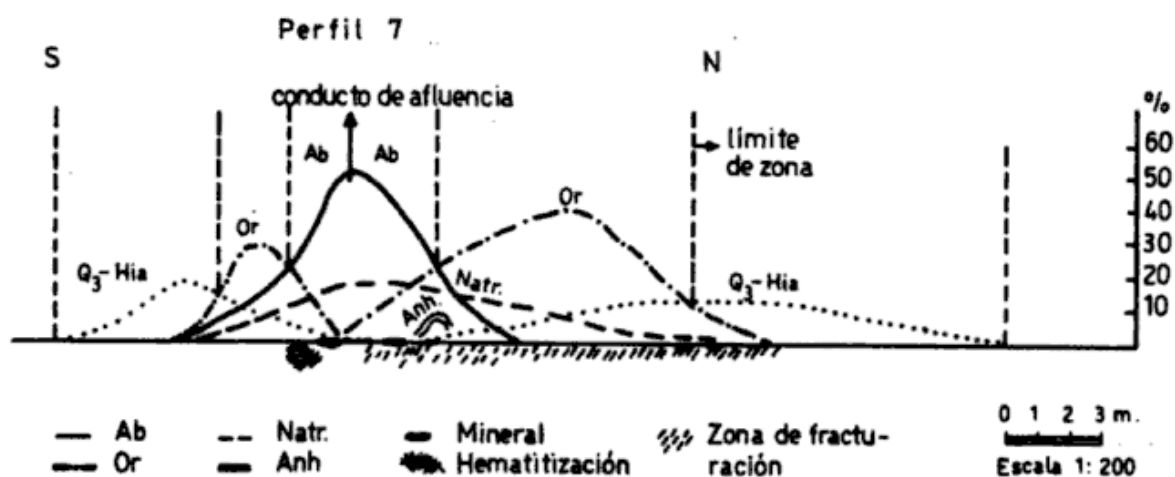


Fig. 7: Halo de alteración en María Isabel - Minerales de alteración en % del total de la roca.

Criterios espaciales y texturales demostraron que la alteración más importante se produjo en la mayoría de los casos con anterioridad a la mineralización fluorítica, posiblemente relacionada con la depositación de calcedonia que precedió en muchos casos a la formación de fluorita. Los criterios principales en que se basa el discernimiento de la secuencia expuesta son: 1º) halos de alteración zonados a ambos lados de fracturas no mineralizadas; 2º) halos de alteración zonados a ambos lados de fracturas conteniendo mineralizaciones previas a la depositación de fluorita y 3º) los fragmentos de roca de caja cementados por fluorita presentaban un bandeo o zonación de la alteración que no respetaba en absoluto la forma del fragmento.

Existieron por otra parte en muchos casos una o varias recurrencias de alteración, especialmente de la cuarzo-sericítica y de la fluoritización, durante el transcurso de la mineralización de distintas generaciones, indicando afluencias de fluidos de composición semejante a aquella de los iniciales. Estas recurrencias se evidencian por finos bandeos de la alteración paralelos a los contornos de fragmentos de roca de caja incluidos en fluorita.

Profundidad de emplazamiento

Tanto las estructuras como las texturas observadas indican que la formación de los yacimientos tuvo lugar a profundidades someras. Para el mismo tipo de depósitos en otras regiones se estimaron profundidades de emplazamiento entre 1 y 1,5 Km (Sawkins, 1966).

Si se comparan las características de los yacimientos estudiados con aquellas des-

criptas por Gorzhevskii y Korezenko (1970) se obtiene que las mineralizaciones deben haberse originado en el ambiente subvolcánico o hipoabisal, a profundidades comprendidas entre 0,5 y 2 Km.

Además, Vasil'kova y Kukushkina (1973) a base de un trabajo experimental de síntesis afirmaron que con un aumento de la presión por encima de 300 bares la cantidad de fluorita sintetizada disminuye y que la síntesis se detiene a 650 bares, correspondientes a una profundidad de aproximadamente 2 Km.

A base de lo expuesto se concluye que la mineralización se emplazó probablemente próxima al límite entre los ambientes subvolcánico e hipoabisal, a una profundidad máxima de aproximadamente 1 Km.

Temperatura de formación

La temperatura de formación de los depósitos de fluorita estudiados puede extrapolarse teniendo en cuenta la temperatura a que ha tenido lugar la alteración de la roca de caja.

Dado que la mineralización principal se produjo con posterioridad a la alteración más importante, es de esperar que la temperatura de los fluidos haya descendido después de producirse el último evento citado. Se ha determinado que la alteración se ha producido a una temperatura comprendida entre 200 y 300° C, pudiéndose considerar un promedio de 250° C como la temperatura más probable. Los minerales de las vetas deben haberse formado entonces a una temperatura inferior a 250° C.

Evidencia adicional es suministrada por

las temperaturas de formación de fluoritas de depósitos hidrotermales determinadas por diversos autores a base de temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas. Para distintas regiones del mundo estas temperaturas se encuentran en un rango comprendido entre 90 y 230° C (Freas, 1961; Sawkins, 1966; Roedder y otros, 1968).

Para la región aquí considerada, Hayase y Manera (1973) obtuvieron valores en el rango comprendido entre 91° C y 210,6° C.

Más y otros (1981) determinaron temperaturas más altas para fluorita asociada a baritina en dos yacimientos de Río Negro; se obtuvieron medias de 311° C para Tacurú y de 264° C para Bari.

Como puede verse, con la excepción de los dos últimos yacimientos citados, los resultados expuestos son notablemente semejantes y están incluidos entre un mínimo de 90° C y un máximo de 230° C.

Se concluye entonces a base de lo expuesto que, salvo casos excepcionales, los yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut se han formado a temperaturas comprendidas entre 90° C y 230° C.

Conclusiones

- Los yacimientos se han formado en el lapso comprendido entre el Jurásico medio y el límite Cretácico-Terciario.

- La semejanza entre los fluidos que originaron la mineralización indica que los mismos fueron fundamentalmente hipógenos, con escaso aporte de fluidos de origen tectónico.

- Las mineralizaciones se emplazaron

Lista de trabajos citados en el texto

ALIOTTA, G. y E. A. DOMINGUEZ, 1977. Sedimentología de las psaminitas del Terciario inferior entre Dique Ameghino y Boca Toma, Prov. de Chubut, Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXXII (2): 81-89, Bs. As.

ALIOTTA, G., 1983. Estudio genético, rontgenográfico y geoquímico de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. Tesis Doctoral, Univ. Nac. del Sur (inéd.), Bahía Blanca.

ALLEN, R. D., 1952. Variations in chemical and physical properties of fluorite. *Amer. Mineral.* (11 y 12): 910-930.

ANGELELLI, V.; I. B. SCHLAMUK y A. ARROSPIDE, 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales XVII*, Bs. As.

BARNES, H. L. (editor), 1967. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 1a. Ed. Holt, Riverhart and Winston Inc., New York.

a profundidades someras, no superiores a un kilómetro.

- Las perturbaciones que se produjeron durante la mineralización se debieron en la mayoría de los casos a reactivación tectónica. En menor proporción su origen está en un colapso gravitacional.

- La alteración más importante de la roca de caja es la cuarzo-sericitica, provocada por fluidos de pH ácido, con temperaturas comprendidas entre 200 y 300° C en condiciones oxidantes. Como es evidenciado por otros tipos de alteración presentes en forma subordinada, dichos fluidos evolucionaron en algunos casos hacia condiciones alcalinas.

- La mineralización se produjo a partir de fluidos probablemente neutros a debilmente alcalinos, a temperaturas comprendidas entre 90 y 230° C y bajo condiciones oxidantes en general.

- Dadas las bajas temperaturas de formación los yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut pueden ser clasificados como epitermales en el sentido de Lindgren (1933). Teniendo en cuenta la escasa profundidad de emplazamiento y la posible afiliación con el complejo volcánico mesozoico, se los puede clasificar también como subvolcánicos en el sentido de Cissarz y otros (1956, en Jankovic, 1968) o "epitermales" en el sentido de Schmitt (1950).

Agradecimientos

La autora agradece al Dr. Félix González Bonorino sus enseñanzas y la dirección del trabajo de tesis doctoral del cual forma parte este estudio. Debe también su reconocimiento al Dr. E. Domínguez por la lectura y revisión del manuscrito.

BARNES, H. L. y ELLIS, A. Y., 1967. Ionization in aqueous solutions. En Barnes, H. L., (editor): 636-649.

BARNES, H. L. (editor), 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2a. Ed., John Wiley and Sons, New York.

BRADLEY, W. F. y GRIM, R. E., 1961. Mica Clay minerals. En Brown, G. (editor), 208-242.

BROWN, G. (editor), 1961. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society (Clay minerals group). Londres.

BROWN, J. S. (editor), 1967. Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits in carbonate rocks (the so-called Mississippi Valley Type deposits). A Symp. The Econ. Geol. Publ. Co.

BULNAEV, K. B., 1970. Peculiarities of near-ore changes in epithermal fluorite deposits of Western Transbaikalia. En Poubá, Z. y Stemprok, M. (editores), 284-287.

CORBELLA, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipoabisales granitoriolíticos en el dis-

- trito minero de Sierra Grande (Pcia. de Río Negro) y su posible importancia mineralógica. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (4): 353-363, Bs. As.*
- CORBELLA, H., 1974. Informe sobre las minas de fluorita de Sa. Grande -SAMI y C en la Prov. de Río Negro. (inéd.), Bs. As.
- CUERDA, A., 1964. Los depósitos de fluorita de Sierra Grande (Prov. de Río Negro). *Rev. Minería, 18: 14-16, Bs. As.*
- DEER, W. A., R. A. HOWIE y J. ZUSSMAN, 1966. An introduction to the rock forming minerals. *Longman, New Imp. 1971, Londres.*
- FREAS, D. H., 1961. Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave-In-Rock fluorspar District, Illinois. *Econ. Geol. 56 (3): 542-557.*
- GELOS, E. M. y HAYASE, K., 1969. El yacimiento de fluorita "La Malena", Prov. de Río Negro. Su mineralización. *IV Jorn. Geol. Arg. Actas 1: 347-363.*
- GORZHEVSKII, D. I. y V. N. KOSERENKO, 1970. On the depth problem of postmagmatic deposits. En *Pouba y Stempok (editores), 161-165.*
- GRECO, E. A., 1971. Reconocimiento expeditivo de la mina de fluorita "Puerto San Antonio". Estac. Musters. Depto. Valcheta. Pcia. de Río Negro. Centro Minero "Los Alamos", (inéd.), San Antonio Oeste.
- GRECO, E. A. y J. M. VALLES, 1971. Geología de los yacimientos de fluorita del distrito Sierra Grande, Prov. de Río Negro. *I Simp. Nac. de Geol. Econ. 233-244, San Juan.*
- GRIMM, R. E., W. F. BRADLEY y G. BROWN, 1951. The mica clay minerals. En *Brown G. (editor), 138-172.*
- GROGAN, R. M., 1949. Structures due to volume shrinkage in the bedding replacement fluorspar deposits of southern Illinois. *Econ. Geol., 44: 606-616.*
- HANCOCK, P. L. y M. S. ATIYA, 1979. Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *Journ. of Struct. Geol., 1 (2): 143-153.*
- HAYASE, K. y T. MANERA, 1973. A statistical analysis of experimental data on filling temperature of fluid inclusions in fluorite from fluorite deposits of Patagonia, Argentina. *Mining Geol., 23: 1-12.*
- IVANOV, I. P., O. N. BEYAEVSKA y V. J. POTEKHIN, 1974. Improved diagram of hydrolysis and hydration equilibria in the open multisystem $KCl-HCl-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at $P = 1000 \text{ kg/cm}^2$. En *Rose y Burt, 1979.*
- IVANOVA, A. A. y V. S. KORMILITSYN, 1963. On the formation mechanism of some ore veins as shown by the Kalangui fluorite deposits (Eastern Transbaikalia). *Problems of postmagmatic ore deposition. Sym. p. App. VI: 55-56.*
- IVANOVA, A. A. y V. S. KORMILITSYN, 1967. On the supply of mineral substance from the country rock during the formation of vein deposits. En *Pouba y Stempok (editores) 1970, 41-47.*
- IWAJO, S., 1970. Clay and silica deposits of volcanic affinity in Japan. En *Tatsumi, T. (editor), 267-285.*
- JANCOVIC, S., 1968. On the temperature gradient in the ore deposits formed in subvolcanic levels. *Endogenous ore deposits. Int. Geol. Cong. 403-413, Prague.*
- LAPIDUS, A., 1950. Relevamiento geológico de la zona sur de los depósitos ferríferos de Sierra Grande, Territorio de Río Negro. *Inst. Nac. Geol. y Min. (inéd.), Bs. As.*
- LUNDGREN, W., 1933. *Mineral deposits. 4ta. edición.*
- LLAMBIAS, E. J., 1971. Reconocimiento geológico al SE del departamento Telsen, prov. del Chubut. *Univ. Nac. del Sur (inéd.), Bahía Blanca.*
- LOVERING, T. S., 1949. Rock alteration as a guide to ore-East Tintic District, Utah. *Econ. Geol., Mon. 1: 1-64.*
- MAC KENZIE, K. J. D. y J. M. GREEN, 1971. The cause of coloration in Derbyshire Blue John banded fluorite and other blue banded fluorites. *Min. Mag., 38 (296): 459-470.*
- MAIZA, P. J. y K. HAYASE, 1975. Los yacimientos de caolín de la Patagonia, República Argentina. *II Congr. Ibero-Americano de Geol. Econ., Actas II: 365-381, Bs. As.*
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1974. Metalogénesis del manganeso en el macizo Nordpatagónico. *V Cong. Geol. Arg. Actas II: 203-221, Bs. As.*
- MANERA, T. 1972. La mineralización de yacimientos de fluorita de la provincia de Río Negro. *Tesis Doctoral, Univ. Nac. del Sur (inéd.), Bahía Blanca.*
- MAS, G., L. BENGOCHEA y P. J. MAIZA, 1981. Análisis termométrico estadístico de los yacimientos de baritina-fluorita Tacurú y Bari, Los Menucos, Prov. de Río Negro. *VIII Congr. Geol. Arg. Actas I: 273-284.*
- NOVITZKY, A., 1971. Yacimientos de fluorita de la provincia de Río Negro, Dir. Gral. Fab. Mil. (inéd.), Bs. As.
- NUÑEZ, E.; E. W. de BACHMANN; I. RAVAZZOLI; A. BRITOS; M. FRANCHI; A. LIZUAIN; E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, Provincia de Río Negro, República Argentina. *II Congr. Ibero-Americano de Geol. Econ., Actas IV: 247-266, Bs. As.*
- PADULA, V. H., 1960. Reconocimiento de las zonas de las vetas de fluorita en el distrito Los Menucos, Prov. de Río Negro. *Minera Alumina, (inéd.), Bs. As.*
- PETERS, W. C., 1958. Geologic characteristics of fluorspar deposits in the western United States. *Econ. Geol. 53: 633-688.*
- POUBA, Z. y M. STEMPOK, (editores), 1970. *Problems of hydrothermal ore deposition. Schwizer-bart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.*
- RAMOS, V. A., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Agua de Capitan y la mina "Gonzalito", Prov. de Río Negro. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXX (3): 274-285, Bs. As.*
- REED, B. L. y J. J. HEMPLEY, 1966. Occurrence of pyrophyllite in the Keikiktuk conglomerate, Brooks Range, Alaska. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 550 C: C 162-C-166.*
- ROEDDER, E., A. HEYL y J. GREEL, 1968. Environment of ore deposition of the Mex-Tex deposits, Hansonbrug district, New Mexico, from studies of fluid inclusions. *Econ. Geol., 63: 336-348.*
- ROSE, A. W. y D. M. BURT, 1979. Hydrothermal alteration. En *Barnes, H. L. (editor), 173-235.*
- ROSEMAN, H. L., 1975. Estudio geológico de dos imágenes provistas por el satélite Erst. *XXX (2):*

151-160, *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, Bs. As.

RYZHENKO, B. N., 1965. Determination of the dissociation constant of hydrofluoric acid and the conditions for replacement of calcite by fluorite. *Geoch.*, 2, 196-200.

SAWKINS, F. J., 1966. Ore genesis in the North Pennine orefield. *Econ. Geol.*, 61: 385-401.

SAWKINS, F. J., 1969. Chemical brecciation, and unrecognized mechanism for breccia formation?. *Econ. Geol.* 64 (6): 613-617.

SCHMITT, H., 1959. Origin of the "Epithermal" deposits. *Econ. Geol.* 45 (3): 191-200.

SHCHEGLOV, A. D., 1970. Criterion of the vertical extent of ore bodies of endogenetic deposits. En *Pouba y Stampok* (editores) 218-221.

SIERRO, J., 1963. RPE de Gd^{3+} dans $CaFe$, BaF_2 et SrF_2 . *Helv. Phys. Act.* 36: 505-529.

SOROCO, L., 1973. Informe sobre los yacimientos de fluorita "Primera Esperanza", "Facundo" y "María Isabel". *BANADE*, Carp. técn. N° 1341 (inéd.), Bs. As.

STIPANICIC, P. N. y E. J. METHOL, 1980. Comarca Nordpatagónica. En *Geología Regional Argentina*

(2da. edición). 2: 1071-1097.

TATSUMI, T., 1970. *Volcanism and ore genesis*. Univ. of Tokyo, Press Tokyo.

VALLES, J. M., 1978a. Los yacimientos de plomo "María Teresa" y "Tres Marías" ejemplos de metalogénesis mesozoicas en el macizo Norpatagónico, Prov. de Río Negro. VII Congr. Geol. Arg. Actas I: 71-88.

VALLES, J. M., 1978b. Los yacimientos minerales ubicados al oeste de la mina "Gonzalito", Departamentos San Antonio y Valcheta, Río Negro. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* (4): 325-344, Bs. As.

VASIL'KOVA, A. P. y O. A. KUKUSHKINA, 1973. Composition, properties and conditions of crystallization of fluorites in deposits related to granitoids. *Geoch. Int.*, 10 (3): 530-540.

YAJIMA, J. y J. C. TOURAY, 1970. Analyse thermométrique du gisement de fluorite d'el Hamman (Maroc) (D'après des études d'inclusions fluides). *Min. Dep.* 5 (1): 23-28, Amsterdam.

YODER, H. S. y H. P. EUGSTER, 1955. Synthetic and natural muscovites. *Geochim. et Cosmochim. Acta* VIII: 225-280.

Recibido: 26 de octubre, 1984

Aceptado: 23 de enero, 1985

GUIDA ALIOTTA

Departamento Geología
Universidad Nacional del Sur
Av. Alem 1253
Bahía Blanca

LOS PECES DE LA FORMACION YACORAITE (CRETACICO TARDIO-TERCIARIO, NOROESTE ARGENTINO) COMO INDICADORES DE SALINIDAD

ALBERTO L. CIONE Y STELLA M. PEREIRA

Resumen

Se analiza la significación de los peces de la Formación Yacoraite como indicadores ecológicos de paleosalinidad. Los taxa en cuestión son: *Gasteroclupea branisai*, Siluriformes indet., *Pucapristis branisi* y *Coelodus toncoensis*. Se concluye que los peces registrados no constituyen buenos indicadores de las condiciones de salinidad bajo las cuales se depositó la unidad, aunque no contradicen la hipótesis del carácter no marino-normal (mixto, salobre o brackish) hasta estrictamente continental que le asigna Musacchio (1981).

Abstract

The fishes of Yacoraite Formation (Late Cretaceous-Tertiary, Northwestern Argentina) as paleosalinity indicators.

The significance of the fishes of the Yacoraite Formation as paleosalinity indicators is analyzed. The taxa are: *Gasteroclupea branisai*, Siluriformes indet., *Pucapristis branisi* and *Coelodus toncoensis*. It is concluded that the fishes recorded are not good indicators of the salinity conditions at the moment of deposition. Nevertheless, they do not contradict the hypothesis of non normal-marine (brackish) to strictly continental environment determined by Musacchio (1981).

Introducción

Numerosos autores han aportado hipótesis y proposiciones sobre el ambiente de depositación de la Formación Yacoraite. Las condiciones ambientales propuestas van desde condiciones marinas (hasta litoral) a continentales en distintos sectores y niveles de la unidad (véase Leanza, 1969; Benedetto y Sánchez, 1971, 1972; Castaños, Pinedo y Salfity, 1975; Musacchio, 1981; Marquillas et. al., 1984). Para la corroboración de tales hipótesis se han utilizado carofitas, estromatolitos, foraminíferos, gastrópodos, pelecípodos, ostrácodos y vertebrados.

El objetivo de la presente nota es evaluar la significación de los peces registrados en la Formación Yacoraite como indicadores de salinidad.

REGISTRO

Clase CHONDRICHTHYES
Subclase ELASMOBRANCHII

Cohorte EUSELACHII
Superorden BATOIDEA
Orden RAJIFORMES
Suborden SCLERORHYNCHOIDEI
Familia SCLERORHYNCHIDAE
Género PUCAPRISTIS
Pucapristis branisi Shæffer, 1963.

Clase OSTEICHTHYES
Subclase ACTINOPTERYGII
Infraclase NEOPTERYGII
NEOPTERYGII incertae sedis
Familia GYRODONTIDAE
Género COELODUS
Coelodus toncoensis Benedetto y Sánchez, 1972.

División HALECOSTOMI
Subdivisión TELEOSTEI
Supercohorta ELOPOCEPHALA
Cohorte CLUPEOCEPHALA
CLUPEOCEPHALA incertae sedis
Género GASTEROCCLUPEA
Gasteroclupea branisai Signeux, 1964.

Subcohorte EUTELEOSTEI
Superorden OSTARIOPHYSI
Orden SILURIFORMES
Siluriformes indet.

Pucapristis branisi

Schaeffer (1963) describió dientes rostrales de un pez sierra que denominó *Pucapristis branisi*. Procedían de la Formación El Molino de Bolivia. Posteriormente, fueron detectados en la Formación Yacoraite del Noroeste argentino, la cual se correlaciona con parte de la unidad boliviana.

Schaeffer asignó el nuevo taxón a la Subfamilia Ganopristinae de la Familia Pristidae. Benedetto y Sánchez (1971), basados en tal asignación y coincidiendo con la mayor parte de los autores en lo que respecta a las estrechas relaciones que guardaban las subfamilias Ganopristinae y Pristinae, supusieron que los primeros (incluyendo a *Pucapristis*) y los pristinos del Terciario habían habitado ambiente similares a las especies actuales de *Pristis*. Sin embargo, esta inferencia, como se verá a continuación no puede ser sostenida con hipótesis filogenéticas, sino por el registro fósil.

Los peces sierra (*Pristis* y *Anoxypristis*) viven en las aguas costeras de todos los mares cálidos y templado-cálidos. Penetran en aguas continentales a excepción de la especie mediterránea *P. pristis* (Arambourg y Bertin, 1958). Por ejemplo, *P. pectinatus*, del Golfo de Méjico, habita asimismo aguas arriba en el Mississippi y hay una población en el Lago Nicaragua. *P. perotteti* asciende el río Zambesi, el Amazonas hasta 1340 km de su desembocadura (Thorson, 1974) y habita ríos y lagos de Méjico, Belize, Nicaragua, Guatemala, El Salvador, Honduras y Panamá (Thorson, 1982 a y b y Vásquez Montoya y Thorson, 1982), y *P. cuspidatus* los grandes ríos de la India (Burton y Burton, 1975).

P. perotteti está completamente adaptado a vivir en agua dulce, e inclusive es posible que se reproduzca exclusivamente en ese medio. (Vásquez Montoya y Thorson, 1982). Se encuentra a menudo en las mismas aguas salobres, ríos y lagos de agua dulce que *Caroharhinus leucas* (Thorson, 1974; 1982a).

Sin embargo, Capetta (1974, 1980) ha reconocido importantes diferencias entre los Sclerorhynchidae (=Ganopristinae; Aptiano superior-Maestrichtiano) y los Pristinae (Eoceno superior-Actualidad). Previamente, Compagno (1973) había separado a los Pristidae de los Rajiformes, reconociendo un Orden Pristiformes. Tradicionalmente se los ubicaba en la cercanía de la Familia

Rhinobatidae (Rajiformes). Capetta, en cambio, sostiene que tal separación enmascara las estrechas afinidades que habría entre los Pristidae (*sensu stricto*), Rhinobatidae y Rhynchobatidae, tanto a nivel de esqueleto como a nivel de dentadura. Las diferencias más importantes radicarían en la hipertrofia de los cartílagos rostrales de los Pristidae y a las modificaciones concomitantes. En cuanto a los Sclerorhynchidae, tomando en consideración las afinidades que presentarían en el plano anatómico con los Rajiformes, Capetta los incluye con categoría de Suborden (Sclerorhynchoidei) en ese Orden.

Consecuentemente, no es posible hipotetizar condiciones ambientales considerando los requerimientos ecológicos de los representantes actuales de la Familia Pristidae puesto que sus semejanzas morfológicas no indicarían relación filogenética estrecha con la Familia Sclerorhynchidae sino una notable convergencia.

A pesar de lo expresado anteriormente, y basado en el registro, Capetta (1975) señala que los Sclerorhynchidae se encuentran frecuentemente en facies salobres y que su modo de vida no sería muy distinto al de los pristidos. La tolerancia a aguas de baja salinidad no ha sido precisada.

Pycnodontiformes

Los peces del Orden Pycnodontiformes han sido considerados por numerosos autores como habitantes de aguas marinas puesto que están generalmente asociados a formas características de ese medio en diversos yacimientos tales como: Djebel Tselfat, Marruecos; Laveiras, Portugal; Cerin, Francia; Hadjoula, Líbano; Poucht-ê-Kouh, Irán; Kansas, E.E.U.U. (ver Romer, 1966; Lehman, 1966; Saint-Seine, 1947, Cione, 1977; Benedetto y Sánchez, 1971, 1972; Gayet, 1981, 1982). Su registro abarca desde el Triásico hasta el Eoceno.

Por otra parte, la dentición de tipo triturante que presentaban permite considerarlos como bentófagos (hipótesis corroborada asimismo por el hallazgo de restos de conchillas en el contenido estomacal de *Pycnodus* (Lehman, 1966). Este tipo de dentición y la forma discoidal del cuerpo (con aplastamiento en el plano sagital) podrían indicar un rol ecológico, similar al de los Sparidae (Teleostei, Perciformes) actuales (Saint-Seine, 1947). Estos últimos son considerados por Ringuélet y Arámburu (1960) como peces nadadores neríticos. Por otra parte, algunos autores han postulado que los Pycnodontiformes habitaban arrecifes coralinos (Romer, 1966) y que se distribuían en aguas templado cálidas a cálidas (Ca-

ppetta, 1972).

En suma, los Pycnodontiformes podrían ser considerados como peces marinos, litorales, ligados al sustrato por su alimentación.

Sin embargo, algunos registros permiten suponer que estos peces, al igual que los Perciformes Sciaenidae (y otros grupos) quizá no eran habitantes exclusivos de un medio marino normal. Es posible que algunos representantes pudieran incursionar en medios de menor salinidad. Tal afirmación surge de su registro en el Wealdiano de Bélgica (*Macromesodon*) y de Inglaterra (*Coelodus*; ambos mencionados por Lehman, 1966). Los peces de Bélgica fueron registrados en la localidad de Bernissart, cerca de la frontera con Francia. Este yacimiento es célebre por el hallazgo masivo de esqueletos de *Iguanodon*. Los restos se encontrarían en un pozo de hundimiento, clásico en el calcáreo carbonífero. (Lapparent, 1955). Dupont (1878) sostiene que los peces se encuentran en los mismos niveles que los esqueletos de *Iguanodon*, mezclados con ellos e igualmente numerosos en las cuatro capas osíferas. Traquair (1911) menciona que los especímenes (estudiados por él) están conservados en el mismo sedimento que contiene los esqueletos de los reptiles.

El ambiente de sedimentación del Wealdiano ha sido considerado principalmente continental con influencias marinas en ocasiones (en Inglaterra, Allen y Keith, 1965; Kilenyi y Allen, 1968; Anderson et al., 1967; Francia, Rat, 1963). Por su parte, Traquair (1911) concluye que el ambiente en el cual vivieron los peces de Bernissart era dulceacuñícola con alguna conexión con el mar, mencionando que no se habían registrado seláceos, a diferencia del Wealdiano de Inglaterra, donde estos peces eran comunes. Asimismo, Herman (en Marliere y Robaszynki, 1975) y D. Nolf (com. pers.) sostienen que la ictiofauna es de agua dulce. Hublin (1981) menciona que los peces y su fauna acompañante (*Iguanodon*, tortugas, cocodrilos, anfibios e insectos) habitaban un pantano con desecaciones que provocaban la muerte de esos organismos. Por otra parte, D. Nolf (com. pers.) determinó dientes de Pycnodontiformes en sedimentos continentales montanos (Paleoceno inferior) de Bélgica.

Gasteroclupea branisai Signeux, 1964.

La autora de esta especie discutió las relaciones filogenéticas de este pez, comparándolo con integrantes de los órdenes Characiformes y Clupeiformes (Branisa et al., 1964). Consideró a géneros tales como *Thoracocharax* (Characidae, sistema del Amazonas y otras cuencas neotropicales)

y *Pristigaster* (Clupeidae, costas de Guyana y Brasil). A pesar de que por su cuerpo muy comprimido lateralmente, su perfil abdominal elevado y convexo, su cintura y sus aletas pectorales evocaba a los géneros *Thoracocharax* y *Carnegiella* (ambos Characidae) consideraba que por la estructura del cráneo, las mandíbulas, el esqueleto axial y carenas dorsal y ventral se relacionaría con ciertos clupeidos tales como *Diplomistus* y especialmente a *Pristigaster*, que carece, al igual que *Gasteroclupea* de aletas pélvicas y presenta filamentos prolongados en el lóbulo superior de la aleta caudal.

Sin embargo, los autores del presente trabajo consideran que no se han tomado en cuenta elementos cruciales para la corroboración de la hipótesis sistemática, tales como la presencia o ausencia del aparato de Weber, carácter exclusivo de los Ostariophysi (y consecuentemente de los Characiformes). Por otra parte, es realmente notable la similitud existente entre la cintura pectoral hiperdesarrollada, claramente vinculada a una adaptación funcional muy similar. En cambio, la cintura pectoral de los clupeidos es profundamente distinta, sin gran desarrollo del hipocoracoides. En consecuencia, es evidente que el material de *Gasteroclupea branisai* debe ser revisado para poder, de esta forma, determinar si la similitud global y de la cintura es debida a relación filogenética o a convergencia.

Los Clupeiformes conforman un grupo típicamente marino, a pesar de tener representantes dulceacuñícolas (p. e. *Ramnogaster melanostoma limnoica* es exclusiva de aguas dulces; *Licengraulis olidus* es anfibiótica y ptamotoca; *Brevortia arcuata* es estuarial). De acuerdo a Ringuélet et al. (1967), los representantes dulceacuñícolas se deben considerar como formas intrusas o de penetración por su próximo e "indudable" origen marino. Sin embargo, Gery (1969) opina que algunos clupeidos son verdaderos peces de agua dulce, afirmación que es apoyada asimismo por el registro fósil: en el Terciario temprano de la provincia de Salta se conocen clupeidos dulceacuñícolas (*Austroclupea zuninoi* Bardack, 1961).

Los Characiformes, en cambio son un grupo fundamentalmente habitante de aguas dulces, con excepciones tales como *Astianax fasciatus*, forma de penetración reciente en el SW de Estados Unidos, la cual puede tolerar aguas salobres (Miller, 1965 fide Gayet, 1982) de la misma manera que lo hacen Characiformes africanos (Daget e Iltis, 1965 fide Gayet, 1982). Sin embargo, aparentemente, los characiformes del Cretácico y quizás del Terciario temprano tenían un rango de tolerancia salina de mayor am-

plitud que las formas actuales (ver Cione et al. 1985; Gayet, 1982; Capetta et al., 1972 y Novacek y Marshall, 1976).

Siluriformes

Los Siluriformes (bagres) integran el Superorden Ostariophysii. Este último taxón reúne peces que dominan en los ambientes acuáticos continentales. Sin embargo, varias de las familias de bagres habitan el medio marino y pueden considerarse eurihalinas: (Plotosidae, Ariidae, Aspredinidae partim Darlington, 1957; Bertin y Arambourg, 1958; Myers, 1961; asimismo especies de *Macrones*, *Crysichthys* y de *Clarias*, recopilación en Cione y Lafitte, 1980). En la costa bonaerense, *Netuma barbatus* es un integrante de la ictiofauna de la provincia Argentina, de aguas templado-cálidas (ver Menni et al., 1975).

Por otra parte, los registros cretácicos y paleocenos proceden frecuentemente de sedimentos de origen marino o mixto (ver Cione y Lafitte, 1980).

Conclusiones

La significación como indicadores ecológicos de los organismos fósiles puede realizarse a partir de sus vinculaciones filogenéticas con formas actuales o con asociaciones fósiles, entre otros métodos. *Gasteroclupea branisai* y los Siluriformes se encontrarían ubicados en el primer caso, mientras que *Pucapristis branisi* y *Coelodus toncoensis* se adecuarían al segundo.

En el valle del Tonco (provincia de Salta, Cione et al. MS) se encuentran en los mismos niveles *Gasteroclupea*, *Coelodus* y los Siluriformes, mientras que en Maimará (provincia de Jujuy, Cione et al. MS) se registra a *Coelodus toncoensis* asociado a Siluriformes.

De lo expresado en las consideraciones sobre los peces registrados, surge que los Siluriformes y *Gasteroclupea branisai* no son informativos con respecto a las condiciones de salinidad del paleoambiente de la Formación Yacoraite. *Pucapristis branisi* (de registro muy magro en la unidad), es una forma principalmente marina pero con posibilidades concretas de abarcar ambientes de menor salinidad.

En cuanto a *Coelodus toncoensis*, tal como se ha visto, los Pycnodontiformes parecen no constituir indicadores tan absolutos de medio marino normal como se ha considerado habitualmente. Algunas formas podrían haber incursionado en aguas de baja salinidad y aún dulces.

En suma, los peces registrados no constituyen buenos indicadores de las condicio-

nes de salinidad bajo las cuales se depositó la Formación Yacoraite, aunque no contradicen la hipótesis del carácter no marino-normal (mixto, salobre o brackish) hasta estrictamente continental que le asigna Musacchio (1981); ver asimismo Marquillas et al. (1984). Finalmente, no se descarta, quizá a nivel local, un medio marino normal, aunque resulta muy significativo que no se registren tiburones en toda la unidad.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a las siguientes personas e Instituciones: Dra. M. Gayet y Dr. R. Menni por la lectura del manuscrito y valiosas críticas. A los doctores J. Herman, D. Nolf y E. Musacchio por información respecto a ambientes del Wealdiano y al registro de Pycnodontiformes. Al Lic. H. López por aportes bibliográficos. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por los subsidios 9325/80 y 9325a/81 que permitieron obtener materiales para la consecución del presente trabajo.

Dr. J. Bonaparte, J. Powell, del Instituto M. Lillo, Dr. M. Hünicken de la Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, U. N. Córdoba, y a la Facultad de Ciencias Naturales, U. N. Salta por materiales facilitados en préstamo.

Lista de trabajos citados en el texto

- ALLEN, P. y M. KEITH, 1965. Carbon isotopes and paleosalinities of Penbeck-Wealden carbonates. *Nature* CCVIII: 1278-1280, Londres.
- ANDERSON, F., R. A. BAZLEY y E. R. SHEPARD-THORN, 1967. The sedimentary and faunal sequence of the Wadhurst clay (Wealden) in boreholes at Wadhurst Park, Sussex. *Bull. Geol. Surv. Great Britain* XXVII: 171-235, Londres.
- ARAMBOURG, C. y L. BERTIN, 1958. Superordres des Holostéens et des Halécostomes. En *Traité de Zoologie*. Dir. P. P. Grassé, XIII (3). Masson Ed., Paris.
- BARDACK, J., 1961. New Tertiary Teleosts from Argentina. *Amer. Mus. Nov.* 2041: 1-27, New York.
- BENEDETTO, J. y T. SANCHEZ, 1971. El hallazgo de peces Pycnodontiformes (Holostei) en la Formación Yacoraite (Cretácico superior) de la provincia de Salta (Argentina) y su importancia paleoecológica. *Acta Geol. Lill.* XI (8): 153-175, Tucumán.
- BENEDETTO, J. y T. SANCHEZ, 1972. *Coelodus toncoensis* nov. sp. (Pisces, Holostei, Pycnodontiformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico superior) de la provincia de Salta. *Ameghiniana* IX (1): 59-71, Bs. As.
- BERTIN, L. y ARAMBOURG, C., 1958. Superordre des Téléostéens. En *Traité de Zoologie*, Dir. P. P. Grassé, XIII (3). Masson Ed., Paris.
- BRANISA, L., R. HOFFSTETTER y J. SIGNEUX, 1964. Additions a la faune ichthyologique du crétacé su-

- périeur de Bolivia. *Bull. Mus. nat. Hist. Natur.*, 2e sér., XXXVI (2): 279-297, Paris.
- BURTON, M. y R. BURTON, 1975. *Encyclopedia of Fish*. Octopus Books Ltd., Londres.
- CAPPETTA, H., 1972. Les poissons crétaqués et tertiaires du Bassin des Iullemmeden (République du Niger). *Palaeovertebrata*, V (5): 179-271, Montpellier.
- CAPPETTA, H., 1974. Sclerorhynchidae nov. fam., Pristidae et Pristiophoridae: un exemple de parallélisme chez les Sélaciens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, sér. D: 225-228, Paris.
- CAPPETTA, H., 1975. Sur quelques Sélaciens nouveaux du Crétacé Supérieur de Bolivie (Amérique du Sud). *Géobios*, VIII (1): 2-24, Lyon.
- CAPPETTA, H., 1980. Les Sélaciens du Crétacé Supérieur du Liban. II: Batoïdes. *Palaeontographica* (A) 168: 149-229, Stuttgart.
- CAPPETTA, H., D. E. RUSSEL y J. BRAILLON, 1972. Sur la découverte de Characidae dans l'Eocene inférieur français (Pisces, Cypriniformes). *Bull. Mus. nat. Hist. natur.* 3e sér., Sci. de la Torre IX (51): 37-52, Paris.
- CASTAÑOS, A., R. PINEDO y J. SALFITY, 1975. Nuevas consideraciones sobre la Formación Yacoraite del Cretácico Superior del norte argentino. *Anales IV Convención Nac. de Geología*. En *Rev. Tec. Yac. Pet. Fisc. Bolivianos*, IV (3): 31-59, La Paz.
- CIONE, A., 1977. Algunas consideraciones sobre Pycnodontiformes (Pisces, Holostei) procedentes de la Formación Yacoraite, Cretácico Tardío de la provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana*, XIV (1-4): 315-316, Bs. As.
- CIONE, A. y G. LAFITTE, 1980. El primer Siluriforme (Osteichthyes, Osteiophysii) del Cretácico de Patagonia. Consideraciones sobre el área de diferenciación de los Siluriformes. Aspectos biogeográficos. *Actas II Congr. Argentino de Paleont. y Bioestr. y I Congr. Latinoamer. de Paleont.* Buenos Aires 1978, II (1980): 35-46, Bs. As.
- CIONE, A., S. M. PEREIRA, R. ALONSO y J. ARIAS, 1985. Los bagres (Osteichthyes, Siluriformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico Tardío) del Noroeste Argentino. Consideraciones biogeográficas y bioestratigráficas. *Ameghiniana*, XXI (2-4): 294-304.
- CAMPAGNO, L. J. V., 1973. Interrelationships of living elasmobranchs. En: *Interrelationships of Fishes*. Greenwood, Miles and Patterson (Ed.): 15-61. Acad. Press, Londres.
- DARLINGTON, P., 1957. *Zoogeography: the geographical distribution of animals*. Wiley, New York.
- DUPONT, E., 1878. Sur la découverte d'ossements d'Iguanodon, de poissons et de végétaux dans la fosse Saint-Barbe de Charbonnage de Bernissart. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, 2e sér., XLVI: 387, Bruxelles.
- GAYET, M., 1981. Considerations relatives a la paléocologie du gisement cénomaniens de Laveiras (Portugal). *Bull. Mus. nat. Hist. natur.*, Paris, 4e sér., III, sect. C, (4): 311-315, Paris.
- GAYET, M., 1982. Découverte dans le Crétacé supérieur de Bolivie des plus anciens Characiformes connus. *C. R. Acad. Sci. Paris*, CCXCIV, 2e sér.: 1037-1040, Paris.
- GERY, L., 1969. The fresh water fishes of South America. En: *Biogeography and Ecology in South America*. E. J. Fittkau, J. Illies, H. Klinge, G. H. Schwabe, H. Scioli (Eds.). W. Junk Publ., La Haya.
- HUBLIN, J. J., 1981. L'évolution de la vie. *Flammariion* (Ed.), Milán.
- KILENYI, T. Z. y N. W. ALLEN. Marine brackish bands and their microfaunas from the lower part of the Wald Clay of Surrey and Sussex. *Palaeontology*, XI (1): 141-162, Londres.
- LAPPARENT, A. de, 1955. Dinosauriens. In: *Traite de Paléontologie*. Dir. Piveteau, J., T. V. Masson Eds., Paris.
- LEANZA, A., 1969. Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo Dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Sub-Andino. *RAGA XXIV* (4): 393-407, Bs. As.
- LEHMAN, J. P., 1966. Actinopterygii. In: *Traité de Paléontologie*. Dir. Piveteau, J. IV (3). Masson Ed., Paris.
- MARLIERE, R. y F. ROBASZYNSKY, 1975. Crétacé. *Doc. N° 9, Conseil Geologique*, 53 pp. Bruselas.
- MARQUILLAS, R., M. BOSSO y J. A. Salfity, 1984. La Formación Yacoraite (Cretácico superior) en el norte argentino, al sur del paralelo 24°. *Nov. Congr. Geol. Arg. Actas II*: 300-310.
- MENNI, R., R. RINGUELET, y R. ARAMBURU, 1975. Catálogo crítico de los peces marinos de la Argentina. La Plata.
- MUSACCHIO, E., 1981. South American Jurassic and Cretaceous Foraminifera, Ostracoda and Carophyta of Andean and Sub-Andean regions. En: *Com. Sud. Jur. Cretácico: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y del Cretácico de América del Sur*. II: 461-498, Bs. As.
- MYERS, G., 1961. The general and ecological distribution of South American Banjo catfishes, family Aspredinidae. *Stanford Ichth. Bull.*, XVII (4), Stanford.
- NOVACEK, M. y L. MARSHALL, 1976. Early biogeographic history of Ostariophysan fishes. *Copeia*, 1:1-12, Washington.
- RAT, P., 1963. Rapport sur les Formations non marines du Crétacé inférieur français. *Mem. Bur. Rech. Geol. et Min.*, 34: 333-343, Paris.
- RINGUELET, R. y R. ARAMBURU, 1960. Peces marinos de la República Argentina. *Agro II* (5): 1-141, La Plata.
- RINGUELET, R., R. ARAMBURU y A. A. de ARAMBURU, 1967. Los peces argentinos de agua dulce. *Com. Inv. Cient. Bs. As.* 602 pp., La Plata.
- ROMER, A. S., 1966. *Vertebrate Paleontology*. Chicago Univ. Press, 468 pp., Chicago.
- SAINT-SEINE, M. P., 1947. Les poissons des Calcaires lithographiques de Cerin. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. de Lyon II*: 1-357, Lyon.
- SCHAEFFER, B., 1963. Cretaceous fishes from Bolivia with comments on Pristid evolution. *Am. Mus. Nov.* 2159: 1-20, New York.
- THORSON, T. B., 1974. Occurrence of the sawfish, *Pristis perotteti*, in the Amazon River, with notes on *P. pectinatus*. *Copeia* 1974, 2: 560-564, Washing-

ton.

THORSON, T. B., 1982a. The impact of commercial exploitation on sawfish and shark populations in Lake Nicaragua. *Fisheries*, VII (2): 2-10.

THORSON, T. B., 1982b. Life history implications of a tagging study of the largemouth sawfish, *Pristis perotteti*, in the Lake Nicaragua-Rio San Juan System. *Env. Biol. Fish.* VII (3): 207-228, La Haya.

Recibido: 15 de noviembre, 1983

Aceptado: 21 de junio, 1984.

TRAQUAIR, R., 1911. Les poissons Wealdiens de Bernissart. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique*, IV, Bruselas.

VASQUEZ MONTOYA, R. y T. B. THORSON, 1982. The bull shark (*Carcharhinus leucas*) and largemouth sawfish (*Pristis perotteti*) in Lake Bayano, a tropical man-made impoundment in Panama. *Env. Biol. Fish.* VII (4): 341-347, La Haya.

ALBERTO L. CIONE

STELLA M. PEREIRA

CONICET

División Paleontología Vertebrados

Museo de La Plata

1900 La Plata

LA MINA DE HIERRO DEL NEVADO DE ACAY, PROVINCIA DE SALTA, UN DEPOSITO TIPO SKARN

LIDIA MALVICINI

Resumen

En el área donde el granitoide del Nevado de Acay intruye a las calizas de la Formación Yacoraite, se producen hornfels calcosilicáticos y siguiendo el rumbo de un sistema de fracturación norte-sur, un skarn y una veta de magnetita. El desarrollo del skarn y de los minerales de mena se puede relacionar a la evolución de un sistema hidrotermal producido por el magmatismo mioceno del área.

El skarn tiene una zonación mineralógica a partir de la veta de magnetita hacia la caliza variando de skarn granatífero a skarn piroxénico y en la parte más externa a hornfels.

La veta de magnetita está compuesta por venillas que siguen los planos de fracturación paralelos al bandeamiento de la roca de caja y se anastomosan formando una brecha de reemplazo. La magnetita está reemplazada por maghemita, hematita, goethita y algo de pirita y calcopirita.

Una refracturación del área originó en la veta de magnetita una brecha cementada por turmalina y drusas de turmalina y cuarzo. Posteriormente se produjo la depositación de venillas de sulfuros de hierro y cobre, principalmente en la sub-zona de drusas de turmalina y cuarzo y un proceso de biotitización y albitización dentro del skarn. El hidrotermalismo póstumo está evidenciado por la alteración retrógrada del skarn a tremolita y actinolita, epidoto, arcillas, calcita y cuarzo. La depositación de sulfuros es probablemente contemporánea con el desarrollo de la alteración potásica hallada dentro del plutón.

El depósito de hierro con algo de cobre puede clasificarse como tipo skarn y por sus características geológicas es similar a los relacionados genéticamente a los de cobres porfíricos.

Abstract

The iron (copper) skarn of the Nevado de Acay in Salta province, occurs at the contact of a epizonal monzonitic stock, with the Cretaceous limestones of the Yacoraite Formation the stock varies from granite and quartz-monzonite to diorite.

Hydrothermalism and volcanic rocks (dacites and andesites) are the late phases of the igneous activity that began at the Miocene.

The location of the skarn deposits was controlled not only by the proximity of the intrusive but also by the structure. The hydrothermal fluids ascended more easily along the north-south fractures of the area and therefore the skarn deposits are located near these structures.

The skarn is systematically zoned in relation with a magnetite vein. The general zonal sequence toward the marble is: garnet-piroxene-skarn (with the magnetite vein), piroxene-garnet-sulfides skarn and piroxene hornfels.

The magnetite vein is founded in anastomosing veinlets as well as in parallel fissures, within the skarn zone.

The magnetite and sulfide veinlets are replacements ores, and followed the formation of the skarn.

Brecciation of the magnetite vein and the rising of hydrothermal fluids produced a turmaline breccia with scarce copper sulfides and vugs of turmaline and quartz with veinlets of iron-copper sulfides.

Biotite and albite alterations occurs in the garnet-piroxene skarn, near the magnetite vein.

Retrograde silicate minerals from the skarn consist of tremolite-actinolite, calcite, quartz, epidote, chlorite and clay minerals. The deposition of sulfides veinlets in the piroxene-garnet skarn may be contemporaneous with potassic alteration of the pluton.

The iron (copper) skarn of the Nevado de Acay can be related to the evolution of a porphyry copper system in the area.

Introducción

Este trabajo se refiere a la mineralogía, zonación y génesis de la mina de hierro del Nevado de Acay, donde se desarrolló un skarn descrito brevemente por Mirré, 1974.

Los depósitos metalíferos contenidos en skarns fueron considerados como metamórficos hidrotermales (Lindgren, 1905: 375), tactitas (Hess, 1919), pirometasomáticos (Lindgren, 1922), metamórficos ígneos (Park y McDiarmid, 1972: 529) y de metasomatismo de contacto (Jensen y Bateman, 1979: 593). Actualmente por sugerencia de varios autores son denominados con el término de depósitos "skarn" (Einaudi et al., 1981).

Según este último autor, los depósitos tipo skarn pueden clasificarse en seis subclases basándose en el mineral económico predominante: Fe, W, Cu, Zn-Pb, Mo y Sn.

Estos depósitos son importantes porque además de su valor económico, en algunos casos se relacionan genéticamente con el desarrollo de otros yacimientos como por ejemplo al de cobres porfiricos.

En el presente trabajo se destaca también, el papel importante que tienen los sistemas hidrotermales relacionados a magmatismo, en la génesis del skarn y de los depósitos asociados.

Para su estudio se utilizó el mapa geológico del área y un perfil geológico del skarn, realizado por Llambías et al. (1983).

La mineralogía, secuencia de depositación y zonación fueron estudiadas en muestras macroscópicas, secciones delgadas y pulidas y con rayos X.

Reseña geológica del área

En la Cordillera Oriental, intruyendo las Formaciones Yacoraite y Puncoviscana se desarrolló un magmatismo de edad probablemente miocena, representado por los cuerpos plutónicos del Nevado de Acay, (Linares, 1979) y quebrada de las Capillas, seguido por vulcanitas (dacitas, andesitas y andesitas cuarcíferas) que corresponden a la misma serie ígnea (Llambías et al., 1983).

La composición del Nevado de Acay según los últimos autores citados, representa una variación transicional desde granitos, en la parte más interna del stock, a granodioritas, monzonitas cuarcíferas (que es la facies más abundante), hasta monzonita y diorita en algunas facies del borde.

En el borde externo del plutón hay una extensa turmalinitización cuyo mayor desarrollo se encuentra en el techo.

En cuanto al esquema estructural del área (Llambías et al., op. cit.) se destacan las estructuras submeridionales que delimitan grabenes producidos por tectónica compresional y los lineamientos transversales a dichas estructuras.

Las áreas con más probabilidades de mineralización metalífera se hallarían según los autores citados donde la faja de lineamiento transversal N50°O (megacizalla Olacapato-El Toro) intersecta a estructuras meridionales. El stock del Nevado de Acay está emplazado donde la megacizalla Olacapato-El Toro intersecta al graben Calchaquí.

Dentro del área del Nevado de Acay se localizan zonas de alteración hidrotermal, mineralizaciones vetiformes y un skarn con un depósito de hierro (Llambías et al., op. cit.)

Las alteraciones hidrotermales principales son las de río Blanco - quebrada Seca y las del Acay Chico y quebrada de las Capillas.

La alteración de río Blanco - quebrada Seca, consiste, según Cecere (1975) en dos tipos: arcillosa avanzada y propilítica. Las zonas de alteración se localizan en dos fajas que siguen el esquema de fracturación del área y afectan a las Formaciones Puncoviscana y Yacoraite, a areniscas y conglomerados del Terciario y a coladas andesíticas y dacíticas. Además por las limonitas presentes puede concluirse que hubo una mineralización de cobre diseminado.

Las alteraciones del Acay Chico (Llambías et al., 1983) son del tipo potásica y propilítica, en el stock monzonítico y silicificación, sericitización y piritización en las metapelitas de la Formación Puncoviscana. En el granitoide hay algo de piritita y calcopirita diseminada.

La alteración de la quebrada de las Capillas que afecta a rocas plutónicas y volcánicas es propilítica. En las metapelitas de la Formación Puncoviscana hay silicificación y piritización. También se han hallado limonitas, algo de piritita y calcopirita (Llambías et al., op. cit.). Las mineralizaciones vetiformes (Saturno, Encrucijada, Huaico Hondo, Milagro, Rosario, consisten en venillas de relleno y reemplazo portadoras de minerales de Cu, Zn, Fe, Sb, As, Ag, Sn). Según Malvicini y Llambías (1982) algunas de estas vetas indicarían la zonación externa de un depósito de cobre porfirico. El skarn con el depósito de hierro se describe a continuación.

Composición mineralógica, petrográfica y zonación del skarn con la mina de hierro

La mina de hierro del Nevado de Acay

se localiza en la zona externa de la aureola metamórfica que se produce en el contacto del granitoide del Acay en las calizas de la Formación Yacoraite, en el extremo noroeste del intrusivo.

Dicha área está afectada por un sistema de fracturación de rumbo general norte-sur.

Mediante el estudio mineralógico y petrográfico de las muestras se ha hallado una zonación a partir de la veta de magnetita, en base a la cual ha podido realizarse un perfil esquemático (fig. 1).

En él se ha delimitado: zona de hornfels (H), zona de skarn piroxénico (P), con una subzona de drusas de turmalina y cuarzo (T-Q), zona del skarn granatífero (G) con la subzona de la veta de magnetita (Mg), y una zona de falla (F).

Las rocas se caracterizan por tener grano muy fino, del orden de 0,2 mm, exceptuando aquellas donde los metacristales llegan a medir algunos milímetros y en drusas y relleno de diaclasas donde los minerales tienen hasta 30 mm de longitud.

La naturaleza repetitiva de las mineralizaciones producidas por polipulsaciones puede observarse tanto en muestras macroscópicas como microscópicas.

Zona de hornfels

Está constituida por distintos tipos de hornfels: cuarzo-biotítico-plagioclásico, cuarzo-piroxénico-plagioclásico y plagioclásico-piroxénico. Tienen textura granoblástica y menos comunmente porfiroblástica.

En estas rocas el piroxeno es diopsídico y está uralitizado y la plagioclasa varía de andesina media a labradorita ácida. Hay además metacristales y venillas de titanita, clorita, apatita, epidoto y clinozoisita. Reemplazando al diópsido y en masas con textura decusada hay tremolita y actinolita.

En esta zona hay diaclasas rellenas por damburita (en cristales prismáticos de 14 mm de longitud), granate, cuarzo, turmalina y algo de magnetita. Estos minerales están reemplazando parcialmente al hornfels. También hay venillas de granate y diópsido reemplazando al hornfels. A veces estos minerales forman metacristales en esta roca que gradualmente, van pasando a un skarn.

Zona del skarn piroxénico

Estas rocas suelen tener un grosero bandeamiento y la textura predominante es la granoblástica.

El mineral más abundante es diópsido, que suele estar uralitizado. Hay además en menor proporción granate, cuarzo, ceolitas, apatita y anfíboles (tremolita y actinolita).

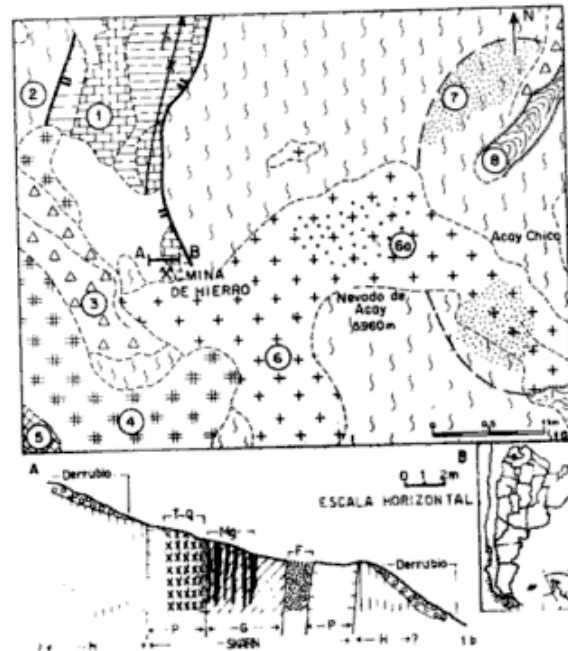


Fig. 1: a) Bosquejo geológico de la Mina de hierro de la zona del Nevado de Acay, según Llambías, Sato y Tomsic, 1985. 1) Formación Yacoraite (Cretácico-Terciario inferior), 2) Formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior), 3) Morenas y depósitos glaciafluviales (Cuaternario), 4) Lavas e intrusivos subvolcánicos de andesitas a riolitas, Grupo Volcánico Negra Muerta (Mioceno-Plioceno), 5) Formación Acay (Mioceno), 6a) Formación Acay con alteración turmalínica, 7) Alteración hidrotermal (Mioceno-Plioceno), 8) Glaciares de roca (Cuaternario). b) Perfil A-B H Zona de hornfels, P Zona de skarn piroxénico, T-Q Subzona de drusas de turmalina y cuarzo con sulfuros, G Zona del skarn granatífero, Mg Subzona de la veta de magnetita, F Zona de falla.

Venillas de granate y diópsido atraviesan el skarn; por lo cual puede considerarse que hay por lo menos dos generaciones de estos minerales.

Los granates son anormalmente anisótropos y tienen textura zonal.

Dentro de la zona del skarn piroxénico hay relictos de hornfels que por metasomatismo están pasando a skarn, observándose marcados reemplazos.

Dentro del skarn piroxénico puede diferenciarse una subzona de drusas de turmalina y cuarzo (T-Q) (fig. 1).

En esta subzona el skarn está formado por diópsido, y en menor proporción granate, enstatita, epidoto, clinozoisita, clorita, apatita, plagioclasa (andesina básica-labradorita).

rita), calcita, serpentina y magnetita. Hay además diaclasas rellenas por fibras de escapolita (5 mm de longitud), granate, epidoto y cuarzo. Estos minerales reemplazan parcialmente al skarn (lámina 1, fig. 2).

El cuarzo y turmalina desarrollan drusas con cristales prismáticos de hasta 30 mm de longitud, asociados a algunos cristales rombohédricos de calcita de unos 4 mm. La turmalina a veces está recubierta por material arcilloso.

Los minerales de mena hallados en la subzona de drusas son algo de magnetita en drusas y bandas y abundantes **boxworks** de pirita y calcopirita rellenos de limonita indígena. Hay además carbonatos de cobre (malaquita) en venas y drusas.

Por la forma en que se desarrollaron los **boxworks**, sobre turmalina y cuarzo, puede concluirse que hubo depositación de venillas y masas de sulfuros en esta subzona.

Zona del skarn granatífero

La textura de estas rocas varía de granoblástica a porfiroblástica.

A veces tienen un bandeamiento heredado de la caliza. El mineral más abundante es granate de composición predominantemente andradítica. Suele encontrarse en dos generaciones. La primera es de grano fino (0,2 mm) y está intercrecida con los minerales del skarn.

El granate de esta generación es generalmente isótropo pero a veces tiene zonación y birrefringencia anómala. La segunda generación de granate es de grano algo más grueso (0,4 mm) y forma venillas asociadas a cuarzo que atraviesan la primera. Los núcleos de estos granates son comúnmente isótropos pero tienen zonación en la parte externa marcada por su anisotropía anómala (lámina 1, fig. 1).

Los minerales subordinados son diópsido, enstatita, cuarzo, turmalina, albita, sericita, apatita, epidoto, allanita, clinzoisita, anfíboles (tremolita y actinolita) biotita, titanita y axinita (?).

Dentro de la zona del skarn granatífero, puede distinguirse la subzona de la veta de magnetita (Mg) (fig. 1).

En esta subzona el skarn suele estar formado por un 90 % de granate, cuyos cristales llegan a tener hasta 5 mm.

En un skarn formado por bandas de granate y cuarzo la temperatura medida en el cuarzo por el método de inclusiones fluidas es de 330°C sin corrección por presión. Las inclusiones fluidas tienen un tamaño de 0,3 mm. También fueron halladas inclusiones con cristales salinos e inclusiones

gaseosas de 0,02 mm de longitud.

En esta subzona con la veta de magnetita se han hallado inclusiones de monzonita cuarcifera, que están formando lentes de 2 a 3 cm de potencia, paralelas a la estratificación del skarn. Esta roca está alterada a sericita, arcillas y anfíboles y tiene fisuras tapizadas por granate de grano fino, de unos 2 mm.

La veta de magnetita tiene 2,50 m de potencia y consiste en intercalaciones del skarn granatífero con venillas de magnetita de 20 a 50 mm de potencia que se anastomosan originando una brecha. Las venillas parecen seguir planos de fracturación paralelos al bandeamiento de la roca de caja, pero son principalmente de reemplazo (lám. 1, fig. 3).

Las venas de magnetita están refracturadas y se forman brechas de relleno y algo de reemplazo cementadas por turmalina. También hay pequeñas drusas de turmalina y algo de cuarzo.

Los minerales de mena hallados son magnetita masiva y en drusas con cristales de hasta 1-5 mm de longitud, pasando a maghemita, hematita y goethita.

La magnetita contiene algunos cristales microscópicos de pirita y calcopirita.

En la mena hay algunos **boxworks** de magnetita y sulfuros.

Mineralogía y texturas de la veta de magnetita

Magnetita: Es el mineral más abundante, desarrolla cristales idiomorfos de 0,03 a 15 mm octahédricos o con combinación de octaedro y cubo. A veces está en agregados botroidales de 0,5 mm o en cristales bien desarrollados pero con el centro formado por masas botroidales (lám. 1, fig. 4). Suele formar bandas con textura coloiforme. Su color varía de gris castaño rosado a castaño amarillento. Esta variación se observa de un cristal a otro, en zonas de crecimiento o en texturas de desmezcla. Estas diferencias de color se deben probablemente a variaciones en el contenido de manganeso, titanio o vanadio. Las texturas de desmezcla, donde la magnetita castaño amarillenta está como esferoides dentro de una matriz gris castaño rosada se deben a fenómenos de cataclisis en la veta.

Maghemita: Forma venillas de hasta 0,25 mm que reemplaza a magnetita, a veces siguiendo la dirección (111). Desarrolla agregados redondeados que siguen formas botroidales de la magnetita, contactos entre granos o límites entre zonas. Suele reemplazar centrípeta y totalmente a cristales de magnetita.

Hematita: Reemplaza centrípetamente

(lám. 1, fig. 4) a magnetita siguiendo los contactos entre granos y pseudomórficamente a maghemita. Forma láminas en magnetita que siguen la dirección (111) de este mineral originándose textura de Widmanstetten (lám. 1, fig. 5). A veces los reemplazos son en dos direcciones preferenciales (textura de red). Reemplaza a magnetita siguiendo zonas de crecimiento y bandeado coloiforme. A veces el reemplazo de magnetita es total (martita).

Goethita: Forma en magnetita finas venillas que siguen el contacto entre granos y zonas de crecimiento. Reemplaza a magnetita y a hematita en agregados masivos de hasta 1 mm. Solamente es abundante dentro de algunos **boxworks** de magnetita y formando y rellenando **boxworks** de sulfuros.

Desarrolla masas y venillas botroidales de 1 cm dentro de turmalina y cuarzo.

Pirita: Está en escasos cristales de 0,02 mm dentro de magnetita.

Calcopirita: En masas redondeadas de 0,03 mm dentro de cuarzo, y de 0,01 mm en magnetita.

Turmalina: Cementa la brecha de magnetita (lám. 1, fig. 6), con cristales de unos 4 mm. Forma drusas con cristales prismáticos de hasta 10 mm de longitud.

Cuarzo: Forma venillas y drusas dentro de turmalina con cristales de 5 mm aunque pueden hallarse algunos de 20 mm.

El diagrama paragenético de la veta de magnetita y drusas de turmalina y cuarzo está en la figura 2

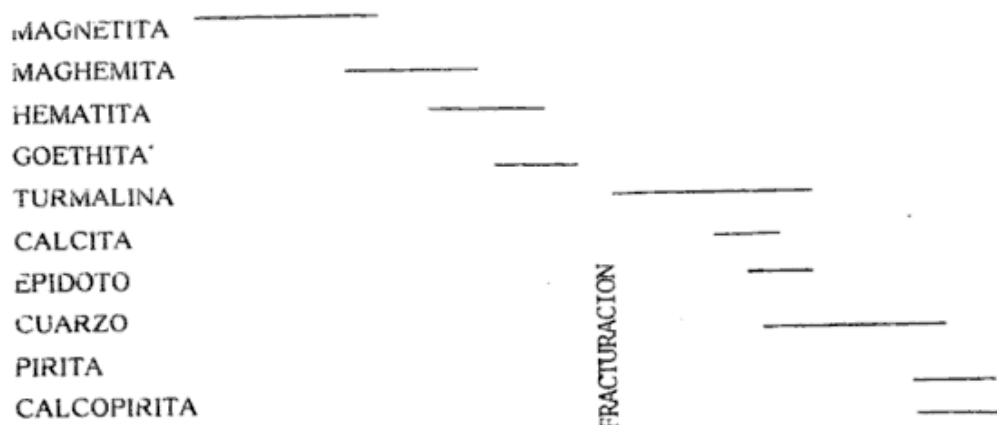


Fig. 2: Diagrama paragenético de los principales minerales de las vetas magnetita y drusas de turmalina y cuarzo.

Génesis del depósito

La formación de depósito de magnetita está relacionado a la evolución de un sistema hidrotermal generado por el emplazamiento de rocas ígneas en el área del Nevado de Acay.

La intrusión del granitoide del Acay produjo en sus contactos con la Formación Yacoraité, hornfelses calcosilicáticos con poca o sin introducción de componentes químicos.

Un sistema de fracturas rumbo norte-sur en el intrusivo y en la Formación Yacoraité, que sigue generalmente el bandeamiento de la caliza, produjo los canales de acceso de fluidos hidrotermales en la zona donde se localizan fenómenos de máximo metasomatismo originándose un skarn.

Posteriormente se depositó una veta de magnetita formada por múltiples venillas que se anastomosan en el skarn y cuyos

reemplazos enmascararon las antiguas líneas de fracturación.

La refracturación del área y un nuevo pulso de fluidos originó una brecha de magnetita cementada por turmalina y cuarzo y la formación de drusas de turmalina y cuarzo.

El hidrotermalismo continuó y se depositaron venillas de sulfuros de cobre e hierro, dentro del skarn piroxénico, en la subzona de drusas de turmalina y cuarzo. Estas venillas según Einaudi et. al. (1981: 349) son contemporáneas con el desarrollo de una alteración potásica dentro del plutón.

También se produjo en el skarn un proceso de albitización y de biotitización.

El hidrotermalismo póstumo en el skarn está señalado por la alteración retrógrada del mismo, con la formación de actinolita y tremolita, epidoto, arcillas, calcita y cuarzo.

Este skarn de hierro con algo de cobre

por sus características geológicas es similar a los relacionados genéticamente con yacimientos de cobres porfíricos.

De esto puede concluirse que contemporáneamente con la depositación de venillas de sulfuros dentro del skarn, comenzó el desarrollo de un cobre porfírico en el stock del Acay.

El grano fino del skarn y de los minerales metalíferos indica una depositación rápida, producida en niveles poco profundos de emplazamiento y un flujo rápido de fluidos (Einaudi et. al., 1981: 349).

La temperatura hallada en inclusiones fluidas en cuarzo intercrecido con granate en la subzona de magnetita es de 330° C y considerando una profundidad máxima de formación de unos 5 km llega a 410° C que es concordante con algunas temperaturas determinadas en skarns metalíferos (Einaudi et. al., op. cit.: 370).

Conclusiones

- 1) Durante la intrusión del granitoide de epizona del nevado de Acay se formaron hornfels calcosilicáticos por metamorfismo de contacto, sobre la Formación Yacoraite.
- 2) Fracturación rumbo norte-sur de la Formación Yacoraite y del granitoide y desarrollo sobre las calizas de skarns metasomáticos y de la veta de magnetita.
- 3) Los skarns se formaron antes que las vetas de magnetita, que los reemplazan, aunque a veces se hallan drusas indicando algo de relleno.
- 4) Refracturación de la veta de magnetita y afluencia de nuevas soluciones y formación de brechas y drusas de turmalina y cuarzo. El hidrotermalismo final está evidenciado por la depositación de biotita, albita, anfíboles, epidoto, calcita y de sulfuros en venillas.
- 5) Las continuas refracturaciones y varias generaciones de un mismo mineral indican que el área fue mineralizada por polipulsaciones.

6) Los principales procesos genéticos han sido: intenso metasomatismo que dió origen a los skarns y veta de magnetita seguido por algo de relleno señalado por la presencia de drusas de magnetita y diáclavas tapiadas por granate, epidoto, anfíboles y clorita.

El último proceso dominante fue el relleno que dió lugar a la formación de brechas cementadas por turmalina y drusas de turmalina y cuarzo. Probablemente hubo algo de reemplazo durante la depositación de venillas de sulfuros de cobre.

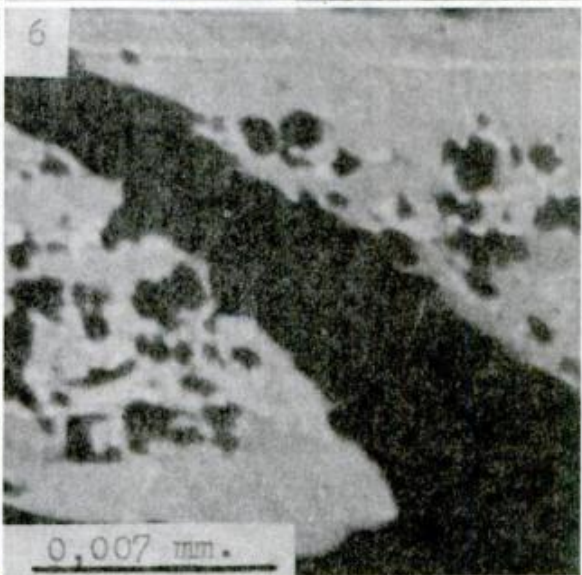
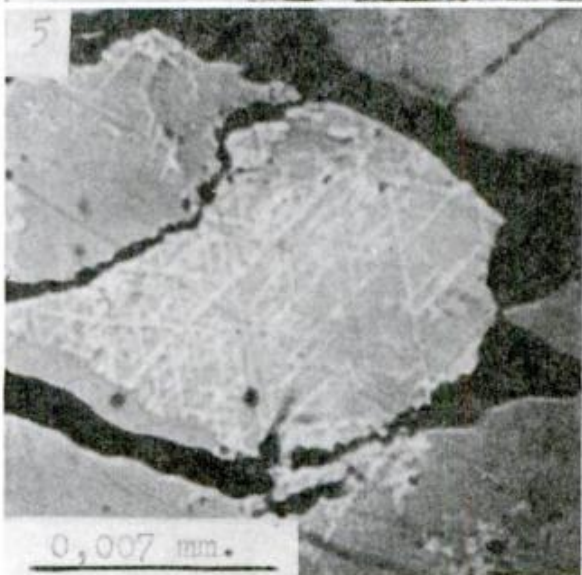
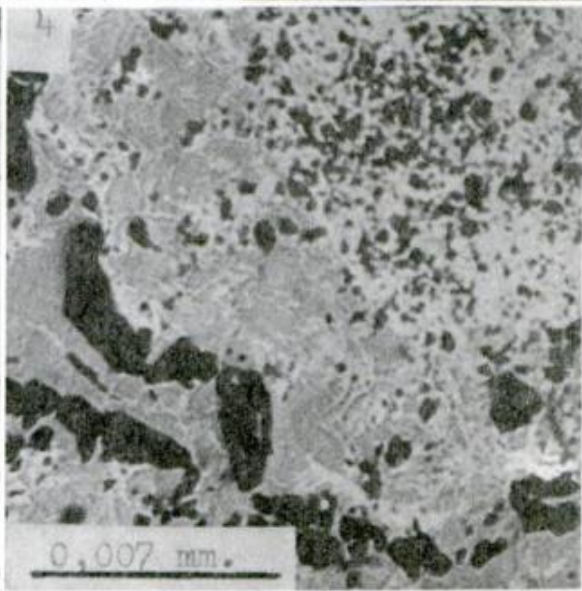
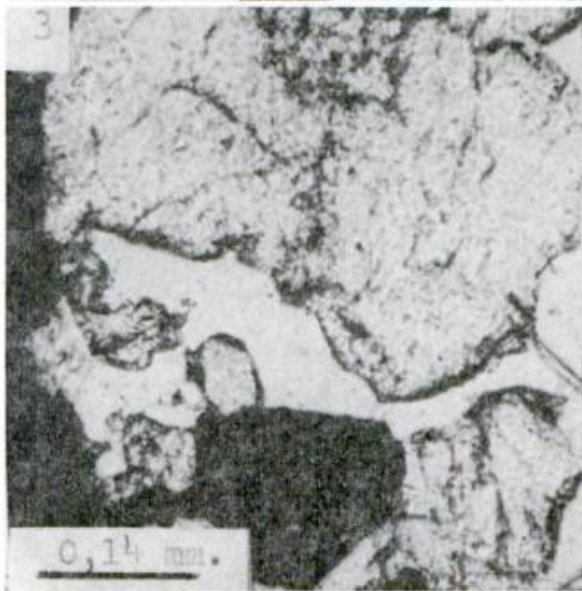
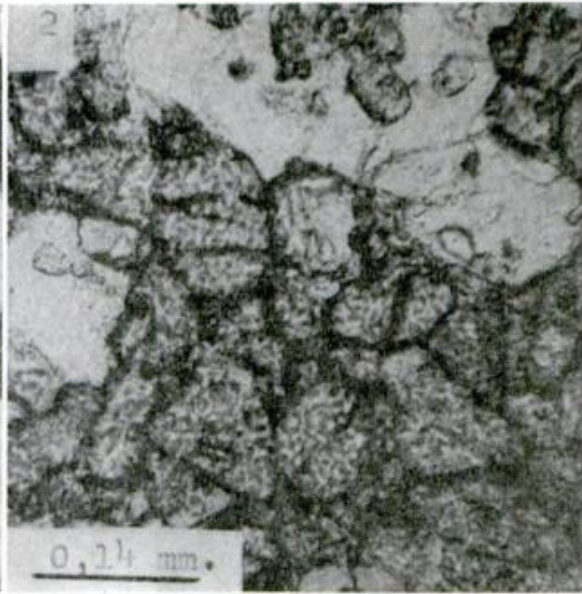
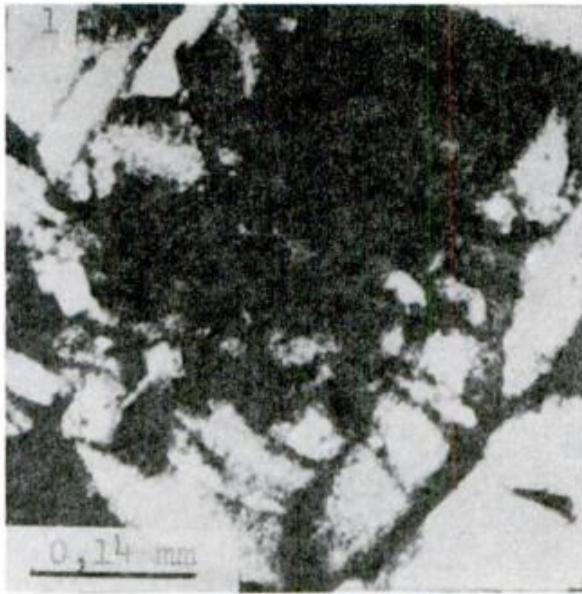
7) Los skarns muestran una zonación mineralógica que en general concuerda por la descrita por Einaudi (1977). En el centro se desarrolla una zona granatífera que contiene a la subzona de la veta de magnetita. Rodeándola está la piroxénica con la subzona de drusas de turmalina y cuarzo. La zona piroxénica está pasando a la de hornfels hacia las áreas más externas (hacia la caliza). (fig. 4).

8) La falla señalada en la figura 1 no fue el principal conducto de las soluciones mineralizadoras sino que estas fluyeron de la subzona de la veta de magnetita de máximo metasomatismo donde la fracturación fue enmascarada por los reemplazos.

9) Las temperaturas determinadas para el skarn granatífero son de unos 410° C para una profundidad máxima de formación de unos 5 km.

10) La depositación de venillas de sulfuros de cobre dentro del skarn piroxénico es probablemente contemporánea a la alteración potásica del stock y puede relacionarse con los primeros estadios del desarrollo de un sistema de cobre porfírico.

LAMINA 1: Fig. 1: Cristales de granate con núcleos isótropos y zonación marcada por la anisotropía anómala. Nicoles cruzados. Fig. 2: Skarn piroxénico, donde los cristales de diópsido (mineral gris oscuro) son reemplazados por escapolita (mineral gris claro). Nicoles paralelos. Fig. 3: Skarn granatífero donde el granate (mineral gris claro) está reemplazado por metacristales de magnetita (mineral negro). Nicoles paralelos. Fig. 4: Magnetita con textura botroidal (mineral gris oscuro) reemplazada centrípetamente y en venillas por hematita (mineral gris claro). La hematita contiene relictos de magnetita (gris intermedio). Nicoles paralelos. Fig. 5: Magnetita (mineral gris oscuro) reemplazada por hematita (mineral blanco con textura de Widmstätten, y atravesada por venillas de turmalina (mineral negro). Nicoles paralelos. Fig. 6: Brecha de magnetita (mineral gris) cementada por turmalina (mineral negro). La magnetita está zonalmente reemplazada por hematita (mineral blanco). Nicoles paralelos.



Lista de trabajos citados en el texto

- CECERE, H., 1975. Informe final del área de reserva Nº 18 "El Acay". Dto. de los Andes. Prov. de Salta. Direc. Gen. Fab. Mil, Centro de Exp. Geol. Min. II (inéd.), Bs. As.
- EINAUDI, M., 1977. Petrogénesis of Copper Bearing Skarn at the Mason Valley Mine, Yerington District, Nevada. *Econ. Geol.*, 72: 769-795.
- EINAUDI, M. I., L. D. MAINERT and R. J. NEWBERRY, 1981. Skarn Deposits. B. J. Skinner, Ed. Lancaster Press, *Econ. Geol.*, 75 (Anniversary Vol): 317-391, Pennsylvania.
- HESS, F. L., 1919. Tactite the product of contact metamorphism. *Am. Jour. Sci.* 4th. ser. (48): 377-378.
- LLAMBIAS, E. J., A. M. SATO y S. G. TOMSIC, 1983. Prospección geológica minera del Nevado de Acay y alrededores, Prov. de Salta. Serv. Min. Nac., Subsecretaría de Minería (inéd.), Bs. As.
- JENSEN, M. L. y A. M. BATEMAN, 1979. *Economic Mineral Deposit*. 3rd. ed. John Wiley, New York.
- LINGREN, W., 1905. The copper deposits of the Clifton-Morenci district, Arizona. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 43.
- LINGREN, W., 1922. A suggestion for the terminology of certain mineral deposits. *Scan. Geol.* 17: 292-294.
- LINARES, E., 1979. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la Rep. Arg., III, años 1977--1978. Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar, II, años 1975-1976. *Asoc. Geol. Arg. Pub. especiales. Serie B-6: 1-32*, Bs. As.
- MALVICINI, L. y E. J. LLAMBIAS, 1982. El magnetismo Mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en Argentina. *Vº Congr. Latinoamer. Geol., Actas III*, 547-566, Bs. As.
- MIRRE, J. C., 1974. El Granito de Acay, intrusivo de edad terciaria en el ambiente de la Puna. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXIX (2): 205-212, Bs. As.
- PARK, C. F. y R. A. MC. DIARMID, 1972. *Ore deposits*. 3rd. ed. W. H. Freeman, San Francisco.

Recibido: 13 de Marzo, 1984
Aceptado: 7 Septiembre, 1984

LIDIA MALVICINI
CONICET
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548
1060 - Buenos Aires.

D'ORBIGNYANA

Este es el nombre de una nueva publicación en el campo de la Paleontología y la Geología que acabó de aparecer en la Argentina. Es editada y publicada por el

INGEPA-PRINGEPA (UNNE - FUNDANORD - CONICET)

Casilla de Correo 128

3400 CORRIENTES - ARGENTINA

Se trata de una publicación seriada, no periódica, que según los editores tratará de hacerse con medios de impresión que resulten económicos, sin perder la necesaria calidad.

Está dedicada a publicar aquellos trabajos que normalmente por su extensión o naturaleza no tienen cabida en las Revistas especializadas como monografías, síntesis, textos, catálogos, listas e incluso trabajos de extensión y divulgación de nivel. Los autores interesados pueden contactar al Director haciendo conocer sus inquietudes para publicar.

D'Orbignyana
Director: Dr. Rafael Herbst
INGEPA
Casilla de Correo 128
3400 - Corrientes

LAS MANIFESTACIONES DE GREISEN DE LA SIERRA DE FIAMBALÁ, CATAMARCA

ALBERTO ARROSPIDE

Resumen

Se hace una revisión de la petrología del basamento de la sierra de Fiambalá, constituido por metamorfitas y migmatitas intruidas por un plutón granítico compuesto por dos facies principales; una porfiroide que ocupa las partes marginales del oeste y sur del cuerpo intrusivo, y otra de granito normal. Mineralógicamente parecidos, ambos granitos se hallan constituidos por feldespatos potásicos, plagioclasas, biotita y cuarzo, asociados a diferentes cantidades de sericita, topacio y fluorita. Las facies de granito normal muestran mayor relación Na_2O/K_2O y contenidos enriquecidos en Sn, W, Ta, Rb, Cs, y U. Se estudia la greisenización, que afecta esencialmente al granito normal, desde el punto de vista estructural, mineralógico / químico, caracterizándose tres tipos de greisen (de cuarzo y mica, de cuarzo topacio y mica, y de sericita / cuarzo). A la luz de la composición de los productos greisenizados se efectúan las comparaciones pertinentes con las rocas graníticas originales y se idealiza la mecánica y carácter físico-químico del proceso de alteración, postulándose que la mineralización del área se originó en cuatro pulsaciones diferentes, con temperaturas decrecientes.

Abstract

The petrology of the crystalline basement of Sierra de Fiambalá is revised. This basement is composed of migmatitic and metamorphic rocks intruded by a granitic complex which is formed by two main lithological facies. One of them is porphyroidic and it occurs along the western and southern marginal portions of the intrusive body; the other is normal granite. Both granites are mineralogically alike, composed of potash feldspar, plagioclase, biotite and quartz, associated with different amounts of sericite, topaz and fluorite. The normal granite facies show a greater Na_2O / K_2O ratio and their contents of Sn, W, Ta, Rb, Cs, and U are enriched. Greisenization, affecting especially the normal granite, is studied from structural, mineralogical and chemical points of view. Three types of greisen (one composed of quartz and mica, another of quartz, topaz and mica, and a third one of sericite and quartz) are recognized. Based on the composition of the greisenized products, the corresponding comparisons with the original rocks are done. A hypothesis to explain the dynamics and physicochemical character of the alteration process is proposed, and it is postulated that the mineralization of this area occurred in four different pulsations, with decreasing temperatures.

Introducción

La presente contribución resume los aspectos del epígrafe considerados en un trabajo mayor titulado Metalogenia de la Sierra de Fiambalá en el sector comprendido entre las quebradas de Los Arboles y de Los Ratones, el cual fuera presentado por el autor como tesis doctoral en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

Los greisen son importantes en la Sierra de Fiambalá, como indicio de mineralización

estannífera y/o wolfrámica, llegando en muy pocos casos a constituirse en mena. Se trata de rocas de textura hipidiomorfa bastante gruesa, que como cuerpos tabulares se encuentran encajonados en granitos; resaltan generalmente dentro de la masa intrusiva por sus colores más oscuros (por la abundancia de biotita), por la presencia de óxidos de hierro y a veces por su textura más gruesa. Son representantes de una modificación sustancial de las rocas graníticas en condiciones pneumatolítico-hipotermales, donde los componentes originarios se transforman en una masa de cuarzo,

micas, topacio, turmalina, fluorita y casiterita entre otros.

Es ampliamente conocida la asociación del **greisen** con depósitos comerciales de estaño y wolframio, pudiéndose citar como ejemplos clásicos en la literatura los de Cornwall, Erzgebirge, península Malaya, China y Transbaikal (URSS). La abundancia relativa de sus minerales constituyentes caracteriza determinadas áreas o distritos; así el topacio predomina en Erzgebirge (Altemberag y Zinnwald), mientras que en Cornwall lo hace la turmalina.

Conforme con los numerosos estudios realizados en las principales áreas estanníferas del mundo, se desprende que las formaciones de **greisens** se localizan en la parte más externa y alta de las cúpulas graníticas o en su techo inmediato. Alcanza niveles poco profundos dentro de los granitos, no sobrepasando por lo general pocos centenares de metros, aunque existen excepciones como el distrito de Cornwall.

En cuanto a la estructura de los depósitos de **greisen** podemos citar como típicos los **stockworks** (Altemberg e Indonesia), o bien como fajas con control estructural evidente, que ocupan las salvandas de vetas estanníferas o wolfrámicas simétricas que representan el relleno de fisuras en la roca granítica, como ocurre en Zinnwald, Cornwall y como veremos en el área aquí considerada.

Los caracteres mineralógicos de los depósitos de **greisen** han sido motivo de numerosos trabajos desde principios de siglo hasta la fecha; entre los más modernos se cita a Oëlsner (1952 y 1958), Baumann y Schlegel (1967), Boluan et al. (1967), Stemrock (1960), referidos todos ellos al área de Erzgebirge. Existen además excelentes trabajos desarrollados en la URSS sobre los depósitos del este de Transbaikalia; como los de Studenikova, et al. (1970) y Aktanov (1971).

El distrito minero de Fiambalá se conoce desde la década del 30, dándose a conocer desde entonces una serie de trabajos geológicos-mineros, entre los cuales se citan como más importantes a Angelelli (1941) y Tezón (1957). El aspecto geológico regional se halla cubierto por los trabajos fundamentales de Penck (1920) y Gonzalez Bonorino (1972).

Geología del área

El área en consideración queda incluida en el sector septentrional de las Sierras Pampeanas. La sierra de Fiambalá presenta una elongación N-S y se caracteriza geológicamente por la presencia de un basamento metamórfico migmatítico e intrusiones graní-

ticas, de las cuales es un conspicuo representante el plutón de Los Ratonés, que ocupa gran parte del área aquí considerada (véase Lámina N^o 1).

Las **metamorfitas** flanquean el plutón en el lado occidental y se presentan también como un colgajo (**roof pendant**) en la parte superior de la sierra. Predominan una alternancia de esquistos cuarzo feldespáticos y micacitas; los primeros de grano mediano a fino se hallan constituidos por cuarzo, biotita, muscovita, epidoto, albita, feldespato potásico y granate. Las micacitas se diferencian mineralógicamente de estos por la neta predominancia de biotita que les confiere una fina esquistosidad.

En el área del colgajo se han observado niveles relativamente potentes de anfibolitas. Acusan textura granoblástica con un tamaño de grano medio de 0,8-1 mm y están compuestas por una asociación de anfíbol (tipo tremolita), plagioclasa alterada, cuarzo intersticial, opacos y calcita. También se ha observado escasos asomos calcáreos de hasta 50 m de espesor, con sectores de calizas cristalinas blancas, bastante puras y otros impurificados con silicatos verdes (epidotos y anfíboles).

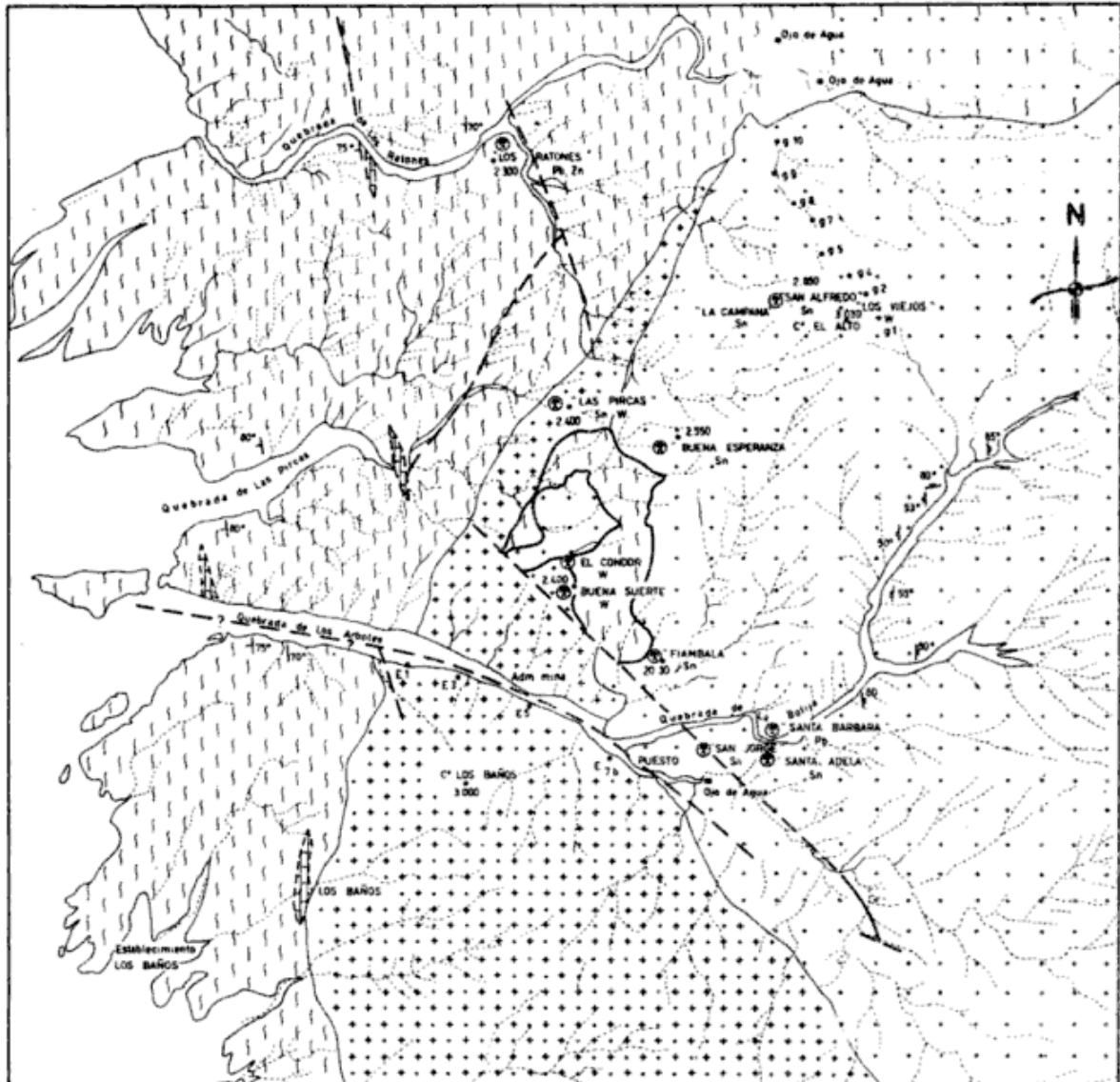
Es común en los esquistos una inyección nodular cuarzo-feldespática. Los centros de máxima inyección, con verdaderas **migmatitas**, observados en el perfil de la quebrada de Los Ratonés son tres: en la entrada, en la parte media y en sus nacientes.

En la entrada predominan las diadisitas y gneises de ojos y en la parte media las embrequitas. En las nacientes se ubica la fracción más importante, que constituye una amplia zona de migmatitas heterogéneas detalladamente descritas por Gonzalez Bonorino (1972).

El complejo muestra un arrumbamiento general nornoroeste a noreste con inclinaciones desde 70° hacia el oeste hasta la vertical. La esquistosidad es generalmente paralela a la estratificación original y a ella se ajusta la inyección magmática.

Intruyendo discordantemente la secuencia descrita se encuentra el **plutón granítico de Los Ratonés**, que aflora en un área de aproximadamente 60 km². Se trata de un stock compuesto que se halla marginado en su porción occidental y sur por una facie de granito porfiroide que contrasta con la principal de granito normal.

Los afloramientos de **granito porfiroide** adoptan la forma de una cuña que alcanza 1 km de potencia a la altura de la quebrada de Los Arboles, adelgazándose hacia el norte hasta desaparecer y aumentando paulatinamente su espesor hacia el sur. El



GEOLOGIA DEL AREA COMPRENDIDA ENTRE LAS QUEBRADAS DE LOS ARBOLES Y DE LOS RATONES
 Dpto TINOGASTA Prov. de CATAMARCA

METAMORFITAS		SIDIMENTOS	
	Cuarcitas, gneises y anfibolitas, etc.		Aluvio y riolito
	Catizas cristalinas	YACIMIENTOS	
	Migmatitas	Sn	Estaño
OCAS ERUPTIVAS		W	Tungsteno
	Granito porfirico	Pb Zn	Plomo, Zinc
	Granito	- - -	Falla
		- - - -	Falla supuesta

Rumbos y buzamiento de esquistosidad
 Ductilasas
 Lugar extracción muestra para elementos menores

ESCALA: 0 0.5 1 km

Aut. 2.4.7.10.11.12

contacto externo con las metamorfitas es discordante y en partes tectónico, el interno es bien tajante e irregular; su estudio en detalle arroja ciertas evidencias (bordes de enfriamiento, trozos de granito porfiroide incluidos en granito normal), que hacen suponer su tiempo de formación anterior al del granito normal. Son rocas de color rojo constituidas por grandes asociaciones de cristales de ortoclasa perstítica de 2-4 mm que conforman "ojos" de 1 cm y hasta 2 cm de diámetro, que se hallan incluidos, en una base de grano mediano, de cuarzo xenomorfo, ortosa de segunda generación, plagioclasa (An 10) y nidos de biotita. La ortosa suele presentar alteración sericitica y la biotita una extensa cloritización. Son accesorios comunes, fluorita, pirita y calcita. Los resultados de un análisis en por ciento de una muestra correspondiente a la quebarada de Los Arboles son: $\text{SiO}_2 = 72.2$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.9$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.4$; $\text{FeO} = 2.6$; $\text{MnO} = 0.2$; $\text{MgO} = 0.2$; $\text{CaO} = 2.9$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.8$; $\text{K}_2\text{O} = 5.3$; $\text{H}_2\text{O} = 1.7$; con los parámetros de Niggli: $si = 403$, $al = 42$, $alk = 23$, $c = 17$, $fm = 17$, $k = 0.8$.

El cuerpo principal de granito normal o granito de Los Ratones ofrece notables cambios texturales; son comunes las variedades equigranulares, pero existen sectores (partes marginales del sur del cuerpo), con texturas porfíricas y porfiroides. Mineralógicamente las variaciones se refieren esencialmente a los porcentajes relativos de sus componentes, feld. potásico (25-40), plagioclasa (1-48) y biotita (2,5-7) y cuarzo.

La roca dominante es un granito rosado de grano mediano (granito biotítico con 25-28 % de ortoclasa), algunas variedades de granito blanco, más alcalino se ubican en la zona del cerro Alto. En el flanco occidental (zona de las minas La Campana y Fiambalá) afloran rocas con coloración gris clara, que mineralógicamente han mostrado afinidades adamelíticas a granodioríticas.

Es prácticamente universal en las rocas del granito normal, aún en aquellas de aspecto fresco y distantes de las vetas mineralizadas, un diferente grado de sericitización de los feldespatos y la presencia de topacio y fluorita. Dichos minerales son accesorios típicos de todos los granitos estanníferos de Catamarca.

La composición promedio de cinco análisis es: $\text{SiO}_2 = 75.92$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.0$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.7$; $\text{FeO} = 0.72$; $\text{MgO} = 0.14$; $\text{CaO} = 1.22$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.94$; $\text{K}_2\text{O} = 3.54$; con los parámetros de Niggli: $si = 49$, $alk = 32.5$, $c = 8.5$, $fm = 9$ y $k = 0.44$.

Los tenores de SiO_2 , la relación Fe/Mg y los valores de si y alk , sugieren a las rocas graníticas del cuerpo principal como

a un producto más fraccionado que la cuña de granito porfiroide (Arrospide, 1980). Los contenidos en elementos menores (Cs, Rb, Sc, W, Ta, Th, U, La, Tb, Sn, Li), de los cuales en su mayoría fueron determinados por activación neutrónica (Cohen y Korob, 1978), sobre muestras de un perfil, además de mostrar diferencias en los contenidos entre granito porfiroide y granito normal, apoyan la idea de que ambos pertenecen a un mismo ciclo magmático, constituyendo el granito normal un producto más fraccionado, con enriquecimientos anómalos en términos de promedios en: Sn (23 ppm), W (8.55 ppm), Ta (16,4 ppm), Rb (756 ppm), Cs (10,5 ppm), U (15.35 ppm).

Completando el cuadro geológico del área aparecen una serie de diques de diferente petrografía que intruyen al complejo con rumbos e inclinación variable. Los más importantes y numerosos son melanocráticos y composición andesítica, que de acuerdo a las relaciones de campo se intruyen con posterioridad a otros leucocráticos de tipo porfido riolítico, de escasa distribución. Los porfidos riolíticos están constituidos por fenocristales (40 %) de cuarzo y feldespato potásico con alteración arcillosa o sericitica en una pasta afanítica de igual mineralogía. Son rocas ricas en SiO_2 (74 %) y alcalis ($\text{K}_2\text{O} = 5.3$ % y $\text{Na}_2\text{O} = 3.1$ % y Rb = 0.08 %) y pobres en hierro ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.52$) y calcio ($\text{CaO} = 0.4$ %). Los porfidos andesíticos son diques de aparentemente dos generaciones; una afectada por el fallamiento y otra que aprovecha estas líneas de debilidad para intruirse; tienen como posiciones fundamentales N-S a N 10° O, N 30-40° O y N 70-80° O. Al microscopio muestran andesina-labradorita con fuerte alteración propilítica a veces acompañados por hornblenda o augita, en una pasta intergranular a pilotáctica de, esencialmente plagioclasa, cloritas y opacos. Una muestra analizada acusó altos contenidos en hierro ($\text{FeO} = 7.5$ % y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.5$ %), titanio ($\text{TiO}_2 = 2.0$ %), alúmina ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.3$ %) y calcio ($\text{CaO} = 9.6$ %) y contenidos medios en SiO_2 (56.9 %), alcalis ($\text{Na}_2\text{O} = 2.0$ % y $\text{K}_2\text{O} = 2.0$ %) y Mg O = 1.8 %). No se descartan ciertas afinidades basálticas para estas rocas.

La edad del basamento metamorfizado ha sido asignada tradicionalmente al Precámbrico, aunque hoy existen ciertas dudas. Acerca de la granitización sincinemática y posterior plutonización postorogénica, prevalece actualmente la idea de que pertenecen a un ciclo Paleozoico a través de las evidencias aportadas por dataciones radiométricas. En este trabajo se han efectuado dataciones de granitos, diques andesíticos y biotitas de las vetas mineralizadas gracias a la colaboración del INGEIS. Las dataciones de rocas no han dado buenos resultados

(hecho atribuible a los procesos de alteración que las afecta), mientras que las de biotitas (biotita Buena Suerte, 412 ± 10 Ma y biotita Los Viejos 330 ± 10 Ma) les asigna una edad devónica-carbónica a estos procesos postmagmáticos, lo que es concordante con una datación de Caelles, Clark y otros (1971) de 320 Ma para un granito de la Sierra de Fiambalá.

La tectónica de bloques terciaria se superpone a la estructura del basamento determinando la fisiología actual representada por montañas de bloque, de rumbo meridional, volcados hacia el oeste y recortados por fallas inversas de alto ángulo.

Tanto en el granito como en las metamorfitas el diaclasamiento es importante. La distribución de las diaclasas dentro del plutón guarda estrecha relación con la posición de los diques de pórfidos andesíticos, fajas de greisen y vetas; por ello este tema va a ser motivo de un tratamiento especial.

Alteración de las rocas graníticas

Definiendo como greisen a una transformación sustancial de la textura y mineralogía de las rocas graníticas con desaparición de sus componentes feldespáticos, estos se localizan a modo de fajas que en muchos casos representan las salvandas de las vetas cuarzo estanníferas y cuarzo wolfrámicas, representantes del estado de metalización principal dentro del área. Se hallan distribuidos en prácticamente todo el cuerpo de granito normal; la zona con mayor densidad de afloramientos se sitúa en el área de la mina San Alfredo y Los Viejos y de allí hacia el sudoeste; otra zona se podría señalar hacia el sector suroriental del distrito, donde se localizan las minas: Ofelia, La Argentina, Santa Inés, 9 de Julio, etc.

En algunos casos las diferentes fajas se unen con sus vecinas, aunque nunca llegan a constituir masas de gran volumen. El ancho de cada faja puede presentar irregularidades, oscilando por lo general entre pocos centímetros y algunos decímetros, pudiendo en algunos casos alcanzar espesores de 1 metro. Por lo general no superan los 100 m de longitud, aunque existen cuerpos con desarrollos de varios centenares de metros, como aquel que se emplaza en la mina Los Viejos. En cuanto al alcance vertical, no existen en el distrito labores profundos que permitan dar una idea de la profundidad que alcanzan, pero el áspero relieve actual los mantiene aflorantes a cotas que difieren en más de 400 m.

Megascópicamente los contactos granito-greisen son bastante nítidos, sin embargo el estudio microscópico demuestra que el granito ha sufrido procesos de alteración similares, aunque lógicamente de menor

grado y con predominio en la formación de sericita.

En el relleno de las vetas los minerales de la zona de alteración aparecen muchas veces formando bandas o intercrecimientos con sus componentes principales. Así en Los Viejos vemos a la biotita verde del greisen formando bandas simétricas que encierran la parte central de las vetas donde albita, ortoclasa, cuarzo y fluorita se intercrecen con el cuarzo portador de wolframita (mina Los Viejos).

En algunos casos se han observado bolsillos de aspecto pegmatóide consistentes en feldespato potásico fresco en partes acompañado por albita y biotita con escasa casiterita inyectando las rocas greisenizadas (San Alfredo, San Marcelino y Los Viejos). La formación de albita deutérica como componente intersticial y de reemplazo de los feldespatos en el granito (albitización) se ha notado en pocos casos sobre rocas de las cercanías de las vetas de la zona del Cerro Alto.

El proceso de alteración del granito porfiróide encajante de las vetas tungstíferas de la quebrada de Los Arboles (biotitización) es esencialmente parecido al de los greisen con biotita pero diferenciable de estos por sus caracteres estructurales (grandes masas), mineralógicos (neta predominancia de biotita) y por poseer diferente tipo de biotita.

Estructura de las fajas de greisen

Las fajas de greisen se ubican en zonas de debilidad de las rocas graníticas (fundamentalmente diaclasas), las que posibilitaron el ascenso de los fluidos responsables de la alteración del granito. Su rumbo predominante es norte-sur, con variaciones de hasta 40° hacia el este u oeste, siendo con preferencia subverticales; aunque pueden presentar buzamientos de $40-60^\circ$ hacia el este.

El análisis estadístico de la posición de los sistemas de diaclasas que afectan al intrusivo (véase fig. 1) permite señalar la presencia de dos sistemas principales d_1 y d_2 con rumbos meridional y ecuatorial respectivamente, que representan las principales líneas de fracturación, en especial el primero. Las d_2 presentan buzamientos altos y hasta verticales, y considerando su ubicación con respecto a la estructura regional se podrían considerar como diaclasas de extensión.

El sistema d_1 puede considerarse como diaclasas L (de Closs); presenta singular desarrollo en sectores de la quebrada de Los Arboles, como ser en las inmediaciones de la mina Santa Bárbara y Santa Adela, donde su decisivo control sobre la morfolo-

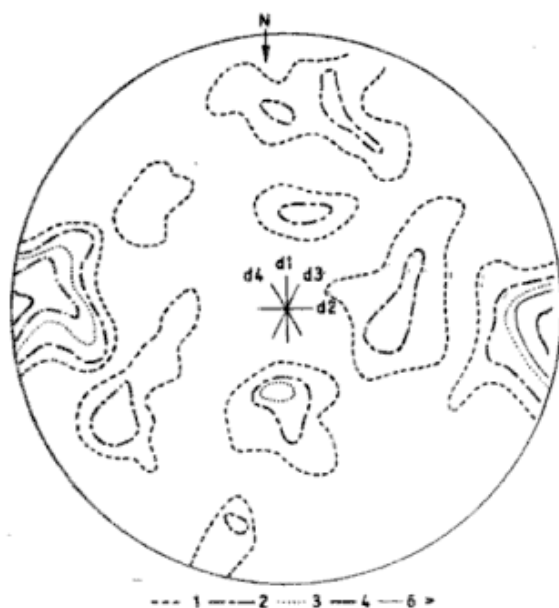


Fig. 1: Diagrama de distribución de diaclasas en el plutón granítico Los Ratonés.

gía del área se observa perfectamente a través de fotografías aéreas. Estas líneas de debilidad han tenido gran importancia como acceso de las soluciones mineralizantes que dieron lugar a la formación de greisen y vetas asociadas, como surge de las observaciones en el terreno y de comparar su distribución con la de los cuerpos mineralizados (ver fig. 2). Con posterioridad a la formación del greisen y la de los diques andesíticos estas fracturas han sido objeto de cortos desplazamientos que producen estrechas fajas de molienda.

El sistema d_2 (diaclasas Q de Closs) está mucho menos definido y no tiene importancia como camino de acceso de las soluciones.

Las diaclasas d_3 y d_4 presentan un desarrollo limitado, tienen rumbos 40° E y 20° O respectivamente; pueden considerarse como de stress, y presentan mineralización en algunos sectores.

Hay un quinto sistema, que no ha sido representado en el diagrama de distribución y se ha observado en numerosos sectores del intrusivo; se trata de diaclasas de rumbo primordialmente N-S y que buzan con ángulos próximos a la horizontal, y que dispuestas muy cercanas una a otra producen una suerte de lajosidad en la masa del granito. Su origen se debe sin duda a una expansión resultante del alivio de la carga, y su falta de mineralización es absoluta.

Atento a la distribución de los juegos de diaclasas expuestos, y su relación con la mineralización, llama la atención la falta de ésta en el sistema d_2 , que se consideran como se ha expuesto, diaclasas de exten-

sión, debiendo configurar con las d_1 los canales más conspicuos, y la presencia de greisen en las d_3 y d_4 , que por su origen (de stress) se trataría de las más apretadas. Se han observado fajas de greisen que encajan en pequeñas fallas, como en la mina Fiambalá, donde sigue una zona de trituración (shear) de la roca granítica que se interna luego en la cobertura metamórfica. En las minas San Alfredo y Los Viejos, Tezón (1957) ha definido una tectónica premineral con control decisivo en la marcación de las zonas de greisenización y depositación mineral, determinando canales amplios y de apreciable longitud.

La importancia de las diaclasas como control de la mineralización ha sido puesta en evidencia para otras áreas estanníferas de Catamarca. En El Fralle, Angelelli (1945), reconoció al estudiar la mina El Progreso Argentino tres sistemas esenciales de los cuales el más desarrollado (NNE) controla la mineralización tomando en consecuencia esta dirección las fajas de greisen.

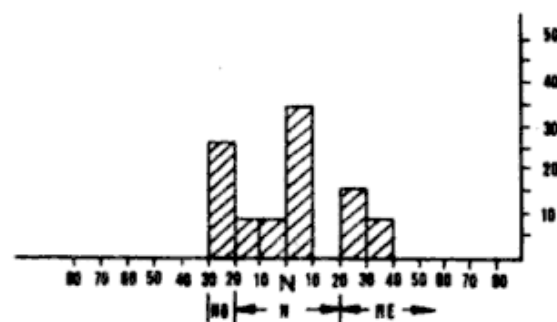


Fig. 2: Distribución del rumbo de las fajas de greisen en el Distrito Los Arboles - Los Ratonés.

Petrografía y composición del greisen

En este trabajo el estudio del greisen se realizó fundamentalmente a través de cortes delgados y de análisis químicos, sobre muestras representativas de las fajas que alojan la mineralización de las minas San Alfredo, San Marcos, San Marcelino, Fiambalá, San Jorge y Ofelia.

En cada caso se procedió a investigar las texturas, composición mineralógica y química de la roca huésped, para luego comparar sus caracteres con los productos de greisenización. En principio, para la investigación del greisen y sus relaciones con la roca de caja, se procedió al estudio de muestras seriadas desde el centro de cada faja hacia sus contactos con el granito. El análisis de estas muestras permitió com-

probar una relativa homogeneidad en cuanto a la composición y moda dentro del greisen. El recuento mineralógico modal fue efectuado con contador de puntos, y los análisis químicos por elementos mayoritarios fueron efectuados gracias a la colaboración de los laboratorios de la Subsecretaría de Minería. En algunos casos para confirmar los datos mineralógicos obtenidos en el microscopio, se efectuaron difractogramas de Rayos X e incluso análisis por algunos cationes.

Se ha tenido dificultad en la clasificación de los filosilicatos presentes en el greisen; allí existen biotita, relicto del granito, sericita, cloritas y una mica verde de nueva formación que ha sido clasificada como zinnwaldita por Böckman (en Tezón, 1957) que se presenta en el greisen como secciones anedrales en general pequeñas, de pleocroismo verde claro a amarillento e índice $n = 1.59$, y también en paquetes bastante gruesos en Los Viejos formando la salvanda de la veta cuarzo-wolfrámica. Esta mica verde es notoriamente diferente de la observada en las zonas biotitizadas de la mina "Ba. Suerte" que son castañas.

Generalmente las biotitas verdes tienen una relación Fe total/Mg total mayor que las castañas, según Meyer y Hemley (1967), probablemente haya más hierro ocupando las posiciones octaédricas.

El análisis por elementos menores, efectuados en su mayoría en los laboratorios de la C.N.E.A. (Ezeiza), muestran a la mica verde (biotita) del greisen, más rica en elementos alcalinos y con más alta relación Cs/Rb, si la comparamos con su similar de Buena Suerte. (Ver cuadro 1).

Cuadro 1

Elementos menores en biotitas

	Buena Suerte	Los Viejos
Rb ppm	4689 ± 50	6990 ± 60
Sc "	31 ± 0,2	14 ± 0,1
Cs "	61 ± 2	383 ± 5
Ta "	26 ± 1	21 ± 1
W "	97 ± 3	21 ± 2
Li " (++)	2100	7000
K % (+)	6,84	7,42
Cs. 100/Rb	1,3	5,47
K/Rb	13,84	10,61

(+) Determinación INGEIS

(++) Determinación cátedra GEOQUIMICA UNLP

Existen otras determinaciones por Li_2O de mica separada del cuerpo principal de greisen de San Alfredo y de una faja paralela ubicada algo al oeste de la anterior que arrojan valores de 0.26 y 0.8 % respectivamente.

Los tenores en litio expresados son demasiado bajos para considerar a estas micas como zinnwalditas, las cuales de acuerdo a Deer et al. (1962) acusan contenidos de 1.9 y 2.6 % en depósitos pegmatíticos de Estados Unidos y Japón y 1.4 % en los depósitos estanníferos de Zinnwald según Oëlsner (1958). Además que los índices de refracción caen en un campo que es común para las biotitas y zinnwalditas.

Tanto la biotita como la sericita pueden llevar considerables cantidades de litio en su red, como lo atestiguan los análisis de ambos minerales que figuran en Deer et al., (op. cit.), donde la biotita tiene valores de hasta 1.9 % y la muscovita 0.69 %.

Por las razones expuestas se ha preferido considerar a las micas en discusión como biotitas litíferas; y el fuerte contenido en litio en aquellas rocas donde la sericita es abundante se lo puede atribuir a su presencia en la red de este mineral. El litio en las biotitas y muscovitas ocupa posiciones octaédricas reemplazando al aluminio, y parte del aluminio tetraédrico es reemplazado por silicio para compensar las valencias.

De acuerdo con sus componentes mineralógicos y porcentajes relativos, los greisen estudiados han sido encuadrados en tres tipos, siguiendo los lineamientos del trabajo de Boluan et al. (1967), que reconoce en Zinnwald seis tipos, de acuerdo con sus contenidos mineralógicos.

En las fajas de greisen estudiadas se han reconocido tres tipos:

- greisen de cuarzo y mica (San Alfredo, San Marcos)
- greisen de topacio y mica (San Marcelino y Ofelia)
- greisen de sericita y cuarzo (Fiambalá, San Jorge)

Se ha preferido separar los greisen de las minas San Alfredo y San Marcos de los de las minas Fiambalá y San Jorge teniendo en cuenta el tipo de micas allí presentes; en los primeros predominan las micas del tipo biotita, y en los segundos la sericita.

Greisen de cuarzo y mica. Se incluyen aquí los greisen presentes en las minas San Alfredo y San Marcos. La composición mineralógica deducida a través del estudio de cortes delgados de material procedente

Cuadro 2
Greisen de cuarzo y mica
Composición modal

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Cuarzo	52	65	63	20,3	66
Ortoclasa	25	-	Vest	25,6	-
Plagioclasa	10	-	-	48,5	-
Biotita	7,5	7	8	2,4	3
Seric. y Biot. II	4,5	22	26	-	25
Clorita	2	5	3	2,4	3
Fluor y topacio	0,5	1,1	1	0,7	2
Casiterita	-	0,7	0,25	-	-

Composición química

SiO ₂	76,9	76,4	75,7	74,7	77,5
Al ₂ O ₃	12,4	10,5	7,4	14,3	11,5
FeO	1,2	3,3	5,0	0,6	2,6
Fe ₂ O ₃	1,1	2,8	2,5	1,3	1,1
TiO ₂	-	-	-	No rev	No rev
P ₂ O ₅	Vest	Vest	Vest	No rev	No rev
MnO	0,1	0,3	0,2	No rev	No rev
CaO	1,2	2,3	1,3	1,1	1,4
MgO	Vest	Vest	Vest	0,1	0,2
Na ₂ O	2,5	0,4	1,7	3,6	Vest
K ₂ O	3,9	2,0	3,6	3,4	3,5
H ₂ O a 110°C	-	-	-	0,2	0,1
H ₂ O a 280°C	0,9	2,0	2,5	0,1	0,1
Pérd. a 900°C	-	-	-	0,8	1,8
F ⁻	-	No rev	No rev	-	No rev
Cl ⁻	-	0,1	0,2	-	Vest
Total	100,2	100,2	100,1	100,2	99,8
Peso esp.	2,61	2,67	2,68	2,61	2,74

- (1) Roca fresca San Alfredo
 (2) Greisen San Alfredo (Parte externa)
 (5) Greisen San Alfredo (Parte central)
 (4) Roca fresca San Marcos
 (5) Greisen San Marcos

de estas minas comprende minerales remanentes del granito y minerales resultantes del proceso de greisenización. De los primeros se tiene ortoclasa, biotita, rutilo, zircón y cuarzo; de los segundos en orden

de formación: biotita II, casiterita, fluorita y cuarzo II.

En San Alfredo la biotita se presenta como láminas de hasta 0,8 mm, de color verde claro a oscuro con fuerte pleocrois-

mo. En parte se muestra alterada, desferri-
zada, dando lugar a una mica incolora de
mayor birrefringencia. Suele contener inclu-
siones de zircón y minerales opacos (magne-
tita y wolframita). Existen secciones donde
la mica color verde claro a amarillento
lleva inclusiones de gotas de cuarzo.

Parte de esta mica es de origen neuma-
tolítico y posterior al cuarzo residual, en
cuyos intersticios se aloja y lo reemplaza
en diverso grado conjuntamente con serici-
ta. Este proceso se inicia por los bordes,
para proseguir a través de las líneas de
fracturas atravesándolo como venillas. En
los feldespatos la sustitución se hace mucho
más evidente, eliminando totalmente a la
plagioclasa y quedando la ortosa reducida
a escasos remanentes de reemplazo donde
los filosilicatos como individuos pequeños
(0.02-0.1 mm) forman un mosaico en el
que se asocian a pequeños granos de fluorita.
La fluorita se observa como granos de
hasta 0.05 mm, con formas alotriomorfas
y de aspecto turbio, debido a la presencia
de inclusiones. La casiterita se presenta
como cristales prismáticos cortos (0.1-0.2
mm) combinados con bipirámide, de color
pardo claro a pardo amarillento. Cuarzo
II de grano fino, originado durante la grei-
senización y con posterioridad a la forma-
ción de las micas y de la fluorita, se pre-
senta como venillas o diseminado en la ma-
sa de éstas.

En la gufa de greisen ubicada en el nivel
II de San Alfredo, sobre un perfil de tres
muestras, se obtuvieron los valores modales
y de composición química que se exponen
en el cuadro N^o 2.

En San Marcos, la roca encajante de gra-
no fino, muestra alteración hidrotermal y
composición granodiorítica. La ortoclasa
en individuos de 0.7-0.8 mm se halla trans-
formada en diverso grado en productos arcil-
losos; la plagioclasa (An 30) se presenta
en dos tipos: uno como tablillas de 0.8-0.9
mm bastante sericitizados y el otro con
individuos de aspecto fresco. Los productos
de greisenización de esta roca se asemejan
mucho a los de "San Alfredo" y se caracte-
rizan por la presencia de una biotita verde
pálida. Su composición modal y química
se exponen en el cuadro N^o 2.

Greisen de cuarzo, topacio y mica. Repre-
senta al tipo de alteración de las minas
San Marcelino y Ofelia, encajantes en gra-
nito calcoalcalino y pórfiro cuarcífero res-
pectivamente.

En San Marcelino la roca huésped es un
granito de grano grueso de textura granudo
hipidiomorfa algo porfiroide, con fenocrista-
les de ortoclasa perstítica de hasta 3.5
mm; observa algunos signos de albitización
y silicificación. Los productos de la greise-

nización se manifiestan por un agregado
de grano mediano con abundante topacio,
con cristales de 0.03-0.2 mm, xenomorfos.
Se asocia a biotita de color verde pálido
y castaña en aquellos lugares donde acom-
paña a material hematítico; en numerosos
lugares se la observa transformada en clori-
tas. El cuarzo de nuevo aporte se presenta
como cristales pequeños, siendo escasa la
participación de fluorita y sericita.

El greisen de Ofelia difiere del anterior
en cuanto a sus caracteres texturales, que
resultan heredados de la fábrica de la roca
huésped. Aquí el proceso de greisenización
se concentra sobre los feldespatos existen-
tes en la pasta de la roca, que son total-
mente reemplazados por biotita II, de color
pardo a amarillento en secciones delgadas,
en láminas pequeñas (0.03-0.04 mm), en
partes cloritizadas y asociada a individuos
xenomorfos de topacio. Aquellos cristales
de ortoclasa que representan los fenocrista-
les del pórfiro, se encuentran parcialmente
reemplazados por biotita en sus bordes,
con laminillas de mayor tamaño (0.5-0.8
mm). Los fenocristales de cuarzo están bas-
tante frescos, ya que resisten mejor el re-
emplazo; presentan en sus bordes un fino
intercrecimiento de grano fino.

La razón modal y química de estos tipos
rocosos se muestra en el cuadro N^o 3.

Greisen de sericita y cuarzo. Difieren en
forma apreciable de los tipos tratados y
pertenecen a las minas "Fiambalá" y "San
Jorge". Aquí la alteración es fundamental-
mente sericitica, provocando la total elimi-
nación de la plagioclasa originaria y afec-
tando en forma parcial al feldespato alcali-
no y cuarzo. La biotita se halla cloritizada
y en partes reemplazada por sericita. La
ortoclasa de Fiambalá se encuentra suma-
mente enturbiada por alteración arcillosa,
presentando caracteres mucho más frescos
en "San Jorge".

Es abundante en estas zonas la presencia
de cuarzo, resultante de un proceso de sili-
cificación posterior a la sericitización, como
individuos de aspecto límpido y de tamaño
de grano más fino, que contrasta con la
aparición fracturada y en partes reempla-
zada por sericita del cuarzo original. Esta
silicificación se va haciendo cada vez más
intensa hacia el centro de la faja de grei-
sen de San Jorge, donde llega a formar
una roca maciza con más del 90 % de
cuarzo, que se presenta como un mosaico
de granos xenomorfos. Los análisis químicos
y porcentajes mineralógicos ponen bien de
manifiesto las relaciones a que se hiciera
referencia (ver cuadro N^o 4) para dos
muestras sacadas a 12 y 50 cm respectiva-
mente del borde de granito no alterado.

En la porción oeste de la mina San Jorge

Cuadro 3
Greisen de cuarzo, topacio y mica

Composición modal

	(1)	(2)	(3)	(4)
Cuarzo	58	72	52	56
Ortosa	28	-	38	Vest
Plagioclasa	8	-	1	-
Biotita	2	8	5	33
Cloritas	0,3	7	Vest	Vest
Topacio	-	10	Vest	11
Fluorita	Vest	0,5	-	Vest
Sericita	3	1	4	Vest
Casiterita	-	Vest	-	-

Composición química

SiO ₂	75,6	75
Al ₂ O ₃	12,7	13,4
FeO	0,1	5,2
Fe ₂ O ₃	1,3	1,9
TiO ₂	Vest	No rev
P ₂ O ₅	No rev	No rev
MnO	No rev	Vest
CaO	1,4	1,2
MgO	0,2	0,1
Na ₂ O	4,0	Vest
K ₂ O	3,3	1,9
H ₂ O a 110°C	0,2	0,1
H ₂ O a 280°C	0,1	0,1
Perd. a 900°C	1,2	1,0
F ⁻	-	No rev
Cl ⁻	-	Vest
Total	100,1	99,9
Peso específico	2,60	2,82

(1) Roca fresca San Marcelino

(2) Greisen San Marcelino

(3) Roca fresca Ofelia

(4) Greisen Ofelia

se presenta una mineralización a modo de guías irregulares en un espesor de greisen de hasta 4 m donde la sericitización es acompañada de escasa depositación de fluorita; deja remanentes de plagioclasa sin alterar, y es seguida por una silicificación

con aporte de casiterita.

Quimismo y balance del proceso

El problema químico que involucran los procesos de alteración de roca de caja en

Cuadro 4

Greisen de sericita y cuarzo

Composición modal

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Cuarzo	43	78	46	65	93
Ortoclasa	29	8	33	8	-
Plagioclasa	15	-	2	-	-
Biotita	2	-	3	3	-
Sericita	3	7	9	11	6
Opacos y Acces.	6	7	3	2	1
Casiterita	-	Vest	-	Vest	-

Composición química

SiO ₂	75,4	75,9	76,7	82	90,2
Al ₂ O ₃	13,5	13,3	12,1	7,6	2,0
FeO	0,4	0,1	1,2	3,3	1,5
Fe ₂ O ₃	1,6	1,9	1,3	1,6	1,2
TiO	No rev	Vest	-	-	-
P ₂ O ₅	No rev	No rev	Vest	Vest	Vest
MnO	No rev	0,1	0,3	0,6	1,0
CaO	1,3	2,4	1,3	2,4	1,2
MgO	0,2	0,4	0,2	0,3	0,5
Na ₂ O	3,1	Vest	1,6	0,3	0,5
K ₂ O	3,5	3,8	3,0	0,1	0,2
H ₂ O a 110°C	Vest	0,4	-	-	-
H ₂ O a 280°C	0,3	0,1	2,4	1,7	1,6
Perd. a 900°C	0,8	1,7	-	-	-
F ⁻	-	No rev	-	No rev	No rev
Cl ⁻	100,1	100,1	100,1	100,1	100,2
Peso específico	2,61	2,72	2,61	2,64	2,66

(1) Roca fresca Fiambalá

(3) Roca fresca San Jorge

(2) Greisen Fiambalá

(4) Greisen San Jorge (Parte externa)

(5) Greisen San Jorge (Parte central)

yacimientos metalíferos ha sido objeto de especial interés por parte de varios investigadores, por representar una pista que llevaría al mejor conocimiento del carácter de las soluciones.

La greisenización es, como se ha visto, una alteración que muestra un fuerte cambio en la composición química de los granitos, con adición y remoción de material. Al observar los cuadros 2, 3 y 4 se advier-

ten las variaciones introducidas por el proceso a una roca, cuya composición se supone similar a la de la roca de caja relativamente fresca, aunque las diferencias en los porcentajes de cada óxido no significa necesariamente una introducción o eliminación absoluta de cada constituyente en la cantidad dada por la diferencia de porcentajes, representando sólo cantidades relativas dadas en un peso dado de roca. Estudios de ganancias y pérdidas han demostrado

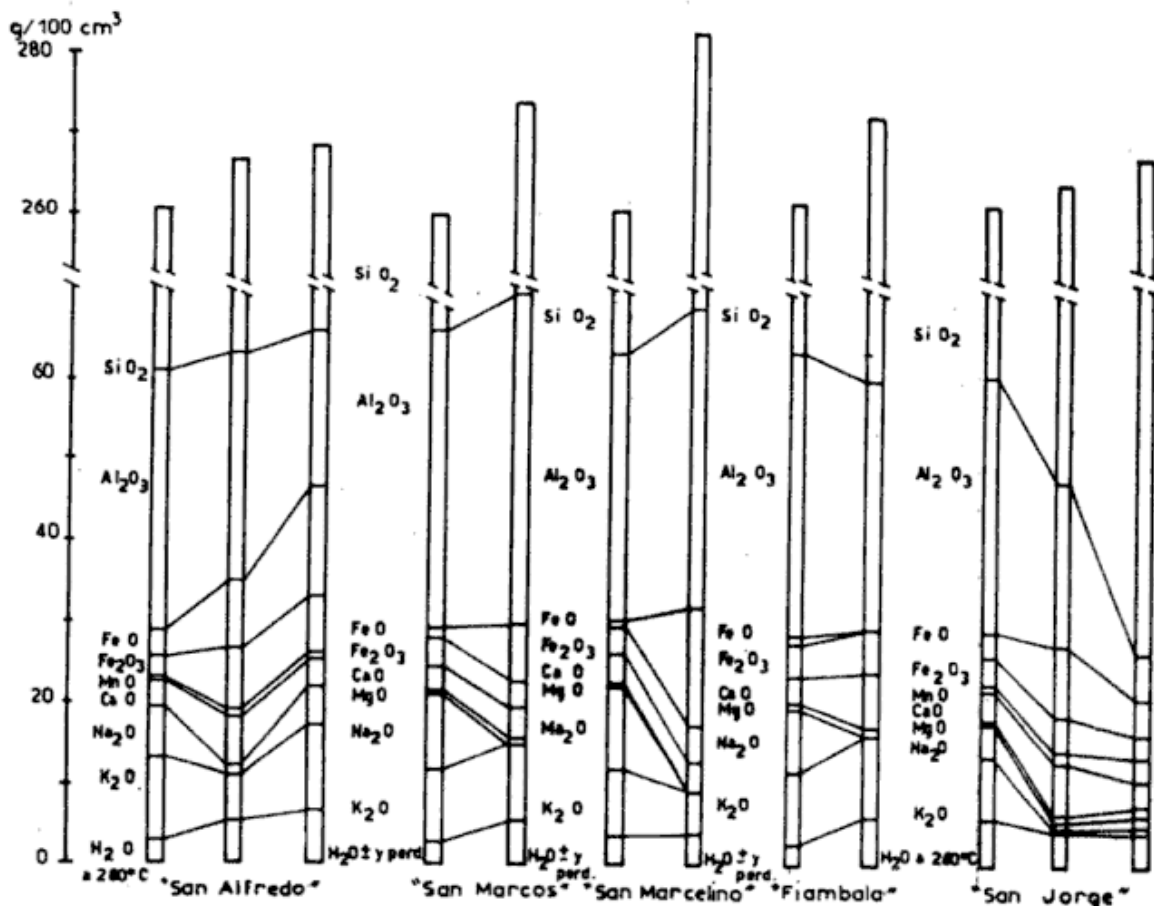
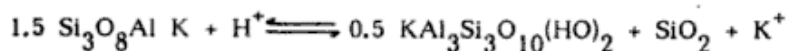


Fig. 3: Representación gráfica de ganancias y pérdidas referidas a 100 cm³

la necesidad de combinar los datos analíticos con los pesos específicos y obtener de tal modo el peso de cada óxido en un volumen dado de roca. En el cuadro 3⁵ se expresan los gramos (cada 100 cm³) de los componentes mayoritarios en granitos y greisen, y en el diagrama de la figura 3 se muestran los valores de ganancias y pérdidas relativas para cuatro de ellos. En dicha representación los valores de peso de cada óxido de la roca fresca fue dividido por el de la roca alterada y multiplicado por 100.

De conformidad con los datos expuestos se desprende:

a.- No se ha operado un significativo cambio en los tenores de SiO₂ a excepción del greisen de San Jorge, a pesar de la abundancia de cuarzo en estas rocas (véanse cuadros 2, 3 y 4). Esto se explicaría en razón de que la destrucción de silicatos de altos contenidos en este óxido (feldespatos), y la formación en su lugar de biotita litífera y sericita dejan sílice libre como expresa la siguiente ecuación tomada de Hemley y Jones (1964)



En San Jorge una silicificación acompañada de sericita marca la etapa inicial del proceso, que luego prosigue haciéndose más intenso y alcanzando en las porciones centrales de las fajas porcentajes de más de 90 % de cuarzo.

- b.- La alúmina observa en la mayoría de los greisen una leve disminución. El Al ha sido retenido en los filosilicatos donde comparte posiciones con el Li, y en el topacio fundamentalmente.
- c.- El Fe total, tiende hacia un incremento, esencialmente al estado ferroso, como resultado de su participación en la biotita. En el caso de la mina Fiambalá, donde se verificó un proceso de hematización, el FeO disminuye aumentando en igual proporción el Fe₂O₃.
- d.- El CaO liberado durante la alteración de las plagioclasas, es retenido formando fluorita principalmente.
- e.- El Na₂O es totalmente lixiviado durante el proceso, mientras que el contenido en K₂O no difiere mayormente del registrado en los granitos, debido a que

este elemento pasa a ocupar posiciones dentro de la red de los filosilicatos presentes.

f.-El H₂O acusa un leve incremento en los productos de alteración, por estar presente en la constitución de las micas.

Finalmente cabe destacar que los análisis no señalan la participación del flúor que, sin duda, y a juzgar por la existencia de fluorita y topacio en los greisen, toma parte en el proceso. Por otra parte, corresponde asimismo indicar la participación del Sn, como casiterita, y de otros elementos menores que serán tratados más adelante.

Elementos menores en el greisen

El greisen como roca mineralizada ha revestido siempre especial atención por su clásica asociación con depósitos de estaño y tungsteno, y fundamentalmente del primer elemento. Sin embargo hasta la fecha, su importancia como mena portadora de estaño es muy relativa por su escaso contenido en casiterita, tal cual lo han demostrado los estudios realizados en estos y otros yacimientos de la provincia de Catamarca, donde salvo uno que otro depósito explotado en pequeña escala -por ejemplo San Adela y San Jorge entre otros- y en forma temporal, los restantes no han llamado mayormente la atención, circunscribiéndose la extracción a la porción de las vetas cuarzosas.

El proceso neumatolítico que dió origen

	San Alfredo	San Marcelino	San Marcos	San Emilio
Sn	430 (1)	-	25 (1)	-
W	40 (3)	7,5 (1)	17,5 (1)	20 (1)
Mo	100 (2)	15 (2)	100 (2)	150 (2)
Cu	440 (3)	25 (2)	1200 (2)	150 (2)
Pb	200 (3)	25 (2)	25 (2)	250 (2)
Zn	94 (3)	25 (2)	25 (2)	25 (2)
Li	275 (3)	10 (2)	460 (2)	836 (2)
U	40 (4)	-	-	-

Las evaluaciones indicadas revelan en términos generales un mayor grado de mineralización en los greisen de cuarzo y mica (San Alfredo, San Marcos) comparados con los de cuarzo, topacio y mica de San Marcelino y San Marcos.

Los contenidos en Sn de San Alfredo se deben a casiterita accesoria. El tungsteno no se ha individualizado en el greisen como wolframita (excepto en casos donde se ha verificado feldespatización con introducción

al greisen ha producido enriquecimiento de los elementos menores, por aporte a través de los concentrados residuales y por redistribución de otros cuya presencia al nivel de trazas ya se presentaban en los granitos. Los granitos de la Sierra de Fiambalá y en especial el granito normal son, como se viera anómalos en los contenidos de estaño y tungsteno, lo cual, para el caso del estaño ha sido tomado como un indicador geoquímico en la diferenciación de intrusivos estériles y portadores. Aparentemente el Sn (según Nedashkovskiy, et al., 1970) estaría disperso en los minerales formadores de las rocas en sus niveles más profundos, pudiendo luego ser extraídos por las soluciones postmagmáticas y enriquecidos en sus productos. En cambio el tungsteno, que en los magmas silicatados estaría como ión complejo WO₄²⁻ no participa en los silicatos del estado magmático (por su diferencia con el ión SiO₄⁴⁻ concentrándose en los residuos postmagmáticos (Ringwood, 1955).

Los altos contenidos en W de las rocas del granito normal, podrían deberse a efectos de alteración postmagmática, pues como se dijera, prácticamente en todas sus rocas es observable una incipiente greisenización.

Con el objeto de determinar el grado de enriquecimiento del greisen se efectuaron gracias a la colaboración de los siguientes laboratorios, el análisis de cuatro muestras correspondientes a otras tantas minas. (1) Noa 1 (FM); INTI (2); Inst. de Min. y Petrol. Univ. Heidelberg (3) y CNEA. (4).

asociada de este mineral), los contenidos elevados pueden deberse a su presencia en las micas (la sericita puede contener hasta 60 ppm de W. Studenikova, et al. 1970) minerales que también portan Li y pueden llevar U. La presencia de cobre queda verificada por la participación de calcopirita y/o productos de oxidación, observada en numerosos casos asociada a pirita.

Consideraciones genéticas

La greisenización y mineralización hipotermal cuarzo estannífera y cuarzo wolfrámica del sector están indudablemente relacionadas con las rocas graníticas, tesis sostenida por todos los autores que abordaron el estudio de los yacimientos en cuestión, y en especial con el granito normal, que a juzgar por las evidencias mineralógicas y geoquímicas constituiría el producto más diferenciado.

La estrecha asociación de las mineralizaciones estannowolfrámicas y los greisen con granitos parece ser universal, constituyendo un ejemplo de la asociación de elementos con un tipo particular de roca. Kogorsko, et al. (1970), postulan que esta asociación con granitos ácidos greisenizados se debe al incremento de la actividad del F y Cl (de rol esencial en la separación de estos elementos) en los magmas ácidos, siendo pobre la separación en mezclas alcalinas.

La alteración de los granitos que precedió a la mineralización cuarzo estannífera y/o wolfrámica, asociadas a los greisen comprende a una serie de eventos (feldespatización, greisenización, sericitización, caolinización), cuya exacta sucesión ofrece en partes ciertas dudas. La greisenización representa a una alteración potásica-sericitica (greisen de cuarzo y mica y greisen de cuarzo, topacio y mica) a sericitica profunda (greisen de sericita y cuarzo, consumada en un medio ambiente rico en flúor, manifestada químicamente por un incremento en los contenidos de SiO_2 , Fe y Ca, una leve disminución del K y Na^+ total eliminación del Na; en el greisen de sericita y cuarzo hay importante disminución del Al y K e importante incremento de SiO_2 .

A juzgar por las relaciones en las rocas alteradas, la formación de feldespato potásico y albita parece ser posterior a la formación del greisen de cuarzo y mica y greisen de cuarzo, topacio y mica, con los cuales se asocia, y al proceso de biotitización señalado para la mina "Buena Suerte", al cual se considera perteneciente a una pulsación anterior y de mayor temperatura.

Otro problema es la interpretación de las relaciones de edad entre las asociaciones de silicato de potasio (greisenización en parte, y feldespatización y la sericitica). Parece evidente que en depósitos tipo "porphyry cooper" la asociación potásica precede a la sericitica y argilitica; dataciones de Butte acordan que medió un lapso de varios millones de años (Meyer y Hemley, 1967) entre la formación de ambas asociaciones.

Sin embargo estas relaciones de edad y diferencias en el tipo de alteración no

prueban que las soluciones tempranas fueran diferentes de las posteriores; el cambio en la asociación mineral podría originarse por evolución de las soluciones o bien por los cambios en la temperatura como se verá más adelante.

La asociación potásica estuvo presumiblemente más próxima del estadio magmático y se habría formado a una temperatura más alta que la sericitica. Las soluciones, escapando de la roca granítica con calor residual, a través de fracturas, produjeron la greisenización con feldespatización subordinada del granito, y abarcando hacia afuera rocas más frescas sericitización y caolinización.

Lo expuesto explica aquellos casos de sericitización arealmente conectados a los greisen de cuarzo y mica y greisen de cuarzo topacio y mica; sin embargo no parece válida para explicar el origen de los cuerpos aislados de greisen de sericita y cuarzo y la sericitización regional del granito normal a que se hiciera alusión. Parece más apropiado suponer que esta sericitización se produjo a través de una pulsación más joven y de menor temperatura, como se expone en figura 4.

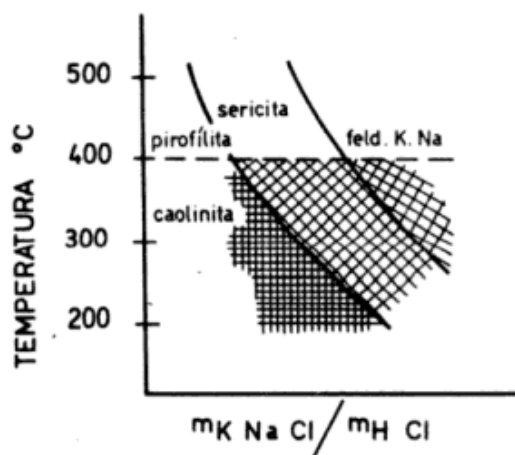


Fig. 4: Relaciones de estabilidad de minerales $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ según Hemley y Jones (1964) con campos de estabilidad postuladas por Siemprok (1970) para el este de Krusne Mt.

Las fases y composición de los fluidos responsables de la greisenización han sido objeto de numerosos estudios por parte de numerosos investigadores, esencialmente a través de las evidencias observables en las inclusiones de sus minerales. De acuerdo a Zakhachenko (1970), en las zonas internas de las pegmatitas y primeros minerales del greisen las inclusiones son esencialmente gaseosas (30-70 % de volátiles), lo que indi-

can una formación a partir preponderantemente de gases; en las zonas albitizadas de pegmatitas y principales minerales de greisen, las inclusiones son fundamentalmente líquidas (menos de 50 % de gases), lo que indicaría un origen a partir de soluciones esencialmente hidrotermales.

Estudios especiales (Elison y otros, en Zakhaschenko, *op. cit.*) han demostrado la importancia del hidrógeno en las primeras etapas neumatolíticas, donde constituyen el 50-60 % de las inclusiones, mientras que halógenos y halogenuros lo hacen en los productos hidrotermales de alta temperatura, a juzgar por las inclusiones gaseosas y líquidas (ClNa, ClK, FNa, FK) y presencia de topacio y fluorita.

Siguiendo a Zakhaschenko *op. cit.*, en los primeros estadios de formación del greisen, a altas temperaturas y presiones, el hidrógeno y halogenuros son activos con respecto al transporte de elementos petrogénicos livianos (Si, Al, Be y alcalis como K, Li, Rb, Cs), pero no de metales pesados, produciendo la remoción de estos elementos de rocas cristalizadas y alteración del granito con formación de nuevas micas y enriquecimiento en elementos menores (Li, Rb, Cs), prosiguiendo luego con una gradual feldespaticización (formación de ortoclasa y/o albita metasomática).

Según Hemley et al. (en Stempok, 1970) el campo de estabilidad del feldespato potásico, mica de potasio y caolinita (pirofilita) es función de la relación K^+/H^+ y la temperatura (ver fig. 4). El estudio del sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ establece que a una temperatura dada, con incremento de la relación K^+/H^+ son sucesivamente estables caolinita, sericita y feldespato.

En los primeros estadios el carácter de los fluidos fue alcalino. La sericitización según Lindgreen (1933) y Graton (1940) se produce a partir de fluidos alcalinos; sin embargo autores como Schmedeman (1944) afirman que este filosilicato puede formarse en soluciones neutras o levemente alcalinas, en tanto que Sales et al., (1948) sostienen que incluso podría formarse de soluciones ácidas; por último Stempok (*op. cit.*) sostiene que el campo de estabilidad de la sericita es amplio y poco sensible a las variaciones en la relación de actividad K^+/H^+ y de la temperatura.

La escasa aptitud del hidrógeno en el transporte de metales pesados explica la falta de concentraciones comerciales de Sn y W en los "greisen". En el período de cambio a la fase hidrotermal los hidruros comienzan a hacerse inestables, ellos se hidrolizan, comenzando a ser estables los halogenuros (que eran inestables en presencia de elementos reductores como H_2 y N_2).

La importancia de fluoruros y alcalis (K) en las soluciones hidrotermales de alta temperatura facilita la extracción de metales pesados, tierras raras y la formación de compuestos solubles de Sn y W. Al final del proceso se depositarán casiterita y/o wolframita acompañados de una fuerte precipitación de cuarzo, fluorita y topacio, minerales estos que son indicativos de un medio ácido (Boluan, et al., 1967). Constituyen el relleno final de las vetas la deposición de nuevo cuarzo resultado de un estadio de silicificación que se hace notable en la mina "San Jorge". La sílice puede ser transportada por soluciones ácidas o alcalinas (Lovering, 1949) y depositada por descenso de la temperatura o neutralización.

Hasta hace poco se había puesto énfasis en considerar a la casiterita y wolframita en paragénesis tipo "greisen" como típicamente pneumatolíticas, resaltando con ello la acción de volátiles y en particular de fluoruros, cuya presencia está atestiguada por la amplia difusión de fluorita y topacio.

El estaño de acuerdo a la opinión de Daubree, luego comprobada experimentalmente por St Claude Deville (en Little, 1960) sería transportado al estado de SnF_4 y $SnCl_4$ gaseosos. Esta explicación, que tuvo amplia aceptación durante decenios, es válida para explicar el origen de depósitos volcánicos como los de Méjico o los del NO argentino (Cerro Pululus y otros: Ahlfeld, 1948), donde las evidencias geológicas y mineralógicas sugieren un origen fumarólico, no es convincente para el caso de los demás tipos de mineralizaciones estanníferas. En efecto, los tetrahalogenuros de estaño se consideran como altamente inestables en la mayoría de las condiciones geológicamente posibles (Little, *op. cit.*) en presencia de vapor de agua, compuesto cuya participación se ha comprobado a través del estudio de las inclusiones en las mineralizaciones de Erzgebirge y Cornwall.

De igual forma el fluor se consideraba responsable del transporte del tungsteno, como fluoruros volátiles y oxifluoruros (WF_6 , WOF_4 , WOF_2), que luego se hidrolizan precipitando ($WF_6 + 3 H_2O \rightleftharpoons WO_3 + 6 HF$; K_{eq} constante de equilibrio a $300^\circ C$ $2.5 \cdot 10^{-2}$) Dicha hipótesis es insostenible en condiciones de medio alcalino (Studenikova, et al. 1970).

Se han sugerido otras formas de transporte. El estaño podría ser transportado en solución como estannato alcalino o bien como tioestannato alcalino tal como lo demostrara Smith (1947) preparando casiterita artificial a partir de tales compuestos, o bien como fluor o cloroestannato alcalino lo que proporcionaría una explicación a la común asociación de minerales portadores

de fluor con la casiterita. Con respecto al tungsteno existe la alternativa de que el transporte se efectue en soluciones moderadamente concentradas de fluor y potasio como lo demuestra Studenikova et. al. op. cit., con la formación de complejos oxifluorotungstatos de potasio ($K_2WO_2F_4$, $K_2WO_3F_2$), aunque su formación es bastante limitada en la naturaleza por el hecho de que el ión $(WO_2F_4)^{2-}$ (que existe en medio ácido a pH alrededor de 2) es fácilmente destruido por sales de Ca^{++} con precipitación de F_2Ca y H_2WO_4 . Las sales de Fe^{++} y Mn^{++} en un rango de pH de 2 a aproximadamente 5.5 no forman precipitados con soluciones diluidas de $K_2(WO_2F_4)$, por encima de ese pH comienzan a precipitar los tungstatos de Fe y Mn. Por ello la existencia de oxifluorotungstatos en soluciones hidrotermales fluoruradas es sólo posible en presencia de exceso de fluor, el cual extrae el Ca^{++} de las soluciones y rocas de caja como F_2Ca . La diferente relación de oxifluorotungstatos con respecto al Fe^{++} y Mn^{++} por un lado y el Ca^{++} por el otro, explica porque el tungsteno precipita como wolframita en los depósitos con paragénesis tipo "greisen" y no como scheelita.

En soluciones mesotermales el F y K no juegan un rol importante decreciendo la movilización del estaño y wolframio (ellos ya están precipitados). El Na y el Cl comienzan a ser importantes ya que ellos son excelentes solventes y movilizados de Pb y Zn, metales que son precipitados con el incremento en especial de SH_2 formándose los depósitos de sulfuros, los cuales en la zona aprovechan líneas de debilidad de anteriores pulsaciones superponiéndose por ello con manifestaciones de greisen (minas Santa Bárbara, La Rica) prefiriendo como habitat las metamorfitas de la zona marginal del plutón.

-La greisenización se produce en un amplio rango de temperaturas. Según Zaharchenko (op. cit.) el estudio de las inclusiones de los primeros minerales del "greisen" revela temperaturas de 500 a 800° C, mientras que los principales minerales se habrían formado entre 300 y 500° C. El topacio y la casiterita de Erzgebirge arroja temperaturas de homogeneización de inclusiones de 260-410° C, valores similares a los registrados en material de Cornwall (Little, op. cit.) Naumov y Ivanova (1971) señalan en depósitos de la URSS temperaturas superiores en los "greisen" de cuarzo, topacio y zinwaldita (315-400° C), que en los "greisen" de muscovita y cuarzo (280-316° C). Una sericitización de grado intenso implica temperaturas de rango mesotermal en muchos depósitos metalíferos (200-300° C) según Lindgreen, op. cit., aunque está probado que estos filosilicatos se pueden deposi-

tar en un amplio rango de temperaturas dependiendo además de la naturaleza de las soluciones. Estudios experimentales (Johannes et. al. en Ontoev D. O. 1970, p. 337) demuestran que la albita se forma a altas temperaturas (420-470° C) y el feldespato potásico a temperaturas menores (300-420° C), en tanto que Stempok, M (1970) estima en 400° C el límite superior de temperatura de depositación del feldespato que sigue a la formación del "greisen" en Monte Krusne (Checoslovaquia).

A falta de datos experimentales no se puede arribar a una idea precisa de las temperaturas que prevalecieron en la formación de los greisen del área. A título de hipótesis las posibles relaciones de temperatura a que habrían tenido lugar se exponen en fig. 5.

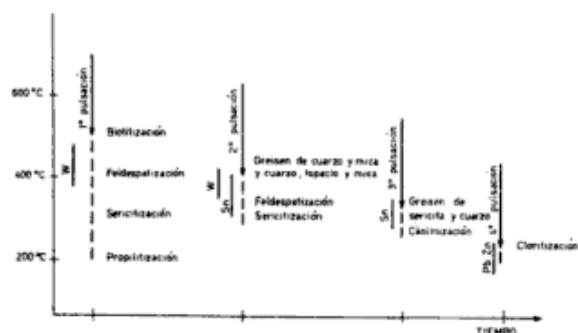


Fig. 5: Hipotética relación temporal y de temperaturas de las mineralizaciones de la Sa. de Fiambalá.

En este trabajo no se ha arribado a conclusiones de índole geológica estratigráfica que nos proporcione una idea de la profundidad de formación del "greisen". Si nos basamos en la hipótesis simplista de que la intensidad del metamorfismo regional aumenta proporcionalmente con la profundidad, podríamos correlacionar sus condiciones de formación con la de los granitos que alojan las mineralizaciones. La asociación mineral presente en las metamorfitas de la Sierra de Fiambalá permite señalar facies de anfibolita, que según Buddington (1959) señalan el piso de la mesozona, con un rango de profundidad de 5-10 millas (8-16 km), las cuales han sido luego consideradas como muy altas.

Evidencias experimentales y geológicas han inducido a Gorzhevskii et al (1970) a considerar a los depósitos tipo greisen de Cornwall y Zinnwall entre los mesoabísicos de baja profundidad. La semejanza en cuanto a los caracteres estructurales y mineralógicos de los depósitos citados con los de la Sierra de Fiambalá induce a pensar en que las condiciones de formación son bastante semejantes. Correspondería aceptar

entonces como probables rangos de profundidad de 2 a 3,5 km.

Agradecimientos

Se deja constancia del agradecimiento al Ing. Victorio Angelelli, director del trabajo y sugerente del tema. Al CONICET, por su apoyo financiero. A los doctores Luis Dalla Salda e Isidoro B. A. Schalamuk por su colaboración en diferentes tareas de gabinete y al Lic. M. Rojo en los trabajos de campo, y a los laboratorios, en especial: C.N.E.A. (Ezeiza), Secretaría de Minería, INTI y Plan NOA (FM, Salta) por las determinaciones analíticas.

Lista de trabajos citados en el texto

AHLFELD, F., 1948. Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy. *Univ. Nac. de Tucumán. Inst. de Minas y Geología. Pub. 455, 1ra. parte, Jujuy.*

AKTANOV, M. T., 1971. Behavior of tin in postmagmatic alteration of granitoids of southern Tien Shan (southern kirghiziya). *Geoch. Int.*, 8 (3): 367.

ANGELELLI, V., 1941. Los yacimientos de casiterita y wolframita comprendidos entre las quebradas de Los Arboles y de Los Ratones. Falda occidental de la sierra de Fiambalá. Depto Tinogasta, prov. de Catamarca. *Dir. Min. y Geol., (inéd.), Bs. As.*

BOULAN, H., J. LACHET y F. MALASEK, 1967. Zur Geology and mineralization der Lagerstätte Zinnwald (Cinovec). *Freib., Forch. H. C. 218: 35-52. Leipzig.*

BUDDINGTON, A. F., 1959. Granite emplacement with special referencie to North America. *Geol. Soc. of America, Bull. 70 (6):* , Boulder.

CAELLES, J. C., A. H. CLARK, E. FARRAR, L. M. MC BRIDE y L. QUIRT, 1971. Potassium-argon ages of porphyry cooper' deposits and associated rocks in the Farallon Negro, Capillitas District. Catamarca, Argentina. *Econ. Geol. 66 (6): 961-964, Chicago.*

COHEN, Y. M. y R. D. KOROB, 1978. El análisis por activación en la investigación geoquímica. Una aplicación al análisis multielemental de granitos. *VII Congr. Arg. Actas* , Bs. As.

DEER, W., R. HOWIE, y ZUSSMAN, D., 1962. Rocks Forming minerals. *Longmans.*

GONZALEZ BONORINO, F., 1972. Geología de la hoja 33 c Fiambalá, prov. de Catamarca. *Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. 127, Bs. As.*

GORZHEVSKII, D. I. y V. N. KOZERENKO, 1970. On the depth problem of postmagmatic deposits. *Int. Un. Geol. Sci. A. Nº 2, Problems of hydrothermal ore deposits. Schweizerbart, Stuttgart.*

GRATON, L. C., 1940. Nature of the ore forming fluids. *Econ. Geol., 35: 137-158.*

HEMLEY, J. J. y W. R. JONES, 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis in hydrogen metasomatism. *Econ. Geol., 59: 532-569.*

KOGORSKO, L. N. y I. D. RYABCHIKOV, 1970. Physico-chemical aspects of the Genesis of greisen Deposits en *Problems of hydrothermal ore deposits. Int. Union. Geol. Sci. A., (2): 331. Schweizerbart,*

Stuttgart.

LINDGREEN, W., 1933. *Mineral Deposits. Mc Graw Hill, New York.*

LITTLE, W. M., 1960. Inclusions in cassiterite and associated minerals. *Econ. Geol., 55: 485-509.*

LOVERING, T. S., 1949. Rocks alteration and guide to ore East Tintic District Utah. *Econ. Geol., 44, p. 64.*

MEYER, CH. y J. J. HEMLEY, 1967. Wall rock alteration in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Edit. by Barnes H. Holt Rinehart a Winstein inc. New York.*

NAUMOV, V. B. y G. F. IVANOVA, 1971. The pressures and temperature conditions for formation of wolframite deposits. *Geoch. Int., 8 (2): 381.*

NEDASKOVSKIY, P. G. y G. A. NARNOV, 1968. Tin distribution in tin bearing granites, apogranites and replaced pegmatites in tin Soviet Far East. *Geoch. Int., 5 (4).*

OELSNER, D. W., 1952. Die Pegmatisch-neumatolilitischen iagerstätten Erzgebirgisches mit ausnahme der Kontaklagerstätten. *Zeit Angewand. Geologie, 393-405, Berlin.*

——— 1958. Die Erzgebirgischen granite, ihre Vererzung und Die Stellung de Bi-Co-Ni Formation innerhalb dieser Vererzung. *Ak Verlag Geologie, J. 7, H 3, 682, Berlin.*

PENCK, W., 1920. Der Südrand der Puna de Atacama. *Leipzig.*

RINGWOOD, A. E., 1955. The principles governing trace elements distribution during magmatic cristallization. *Geoch. et Cosmoch., v 7, t 9, I, p. 160-209, pt. II, 242-254.*

SALES, R. H. y C. MEYER, 1948. Wall rock alteration at Butte, Montana. *Econ. Geol., 44: 465-484.*

TEMPROCK, M., 1960. On the genesis of the ore deposits of Zinnwald. *Int. Geol. Congr. XXI Sesión, Norden.*

STEMPROCK, M., 1970. Continuity of Discontinuity of processes leading to wall rock alterations, in *Problems of Hydrothermal Ore Deposition. A. Nº 2 Schweizerbart, Stuttgart.*

STUDENIKOVA, Z. V., G. F. IVANOVA y O. V. BRYZGALIN, 1970. On the possible source and transportation of tungsten in the formation of deposits of greisen type, in *Problems of hydrothermal Ore Deposition. 89-92, Schweizerbart, Stuttgart.*

TEZON, R. V., 1957. Minería de la Hoja 13 c Fiambalá, Prov. de Catamarca. *Dir. Nac. Min. An. V. Bs. As.*

ZAKHARCHENKO, A. I., 1970. The formation and ore bearing Solutions related to granites, in *Problems of Hydrothermal Ore deposition. Union Geol. Sci. A., (2): 27-30. Schweizerbart, Stuttgart.*

Recibido: 13 de diciembre, 1983

Aceptado: 30 de agosto, 1984

ALBERTO ARROSPIDE

Universidad Nacional de
La Plata
Paseo del Bosque
1900 - La Plata.

NOTAS BREVES

PRESENCIA DE RITMITAS EN LA FORMACION SAUCE GRANDE, SIERRA DE LA VENTANA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

OSCAR LOSADA Y ROBERTO SCHILLIZZI

Ubicación

El afloramiento del presente trabajo se encuentra ubicado a 500 m aproximadamente, en dirección NW, en el cruce de la ruta nacional 76 con el acceso a la localidad de Sierra de la Ventana, prov. de Bs. As. (véase figura 1).

El mismo forma parte de uno de los cortes carreteros efectuado para el ensanche de las citadas rutas. El perfil está compuesto enteramente por la Formación Sauce Grande de las Sierras Australes.

Posee un espesor de 2,00 m sin base expuesta, el rumbo es N 325°, posición subvertical, extensión de 6 a 8 m estando su contacto casi a nivel con la Formación Lolén.

Geología

La Formación Sauce Grande, descrita por Keidel en 1916, se halla dentro del Grupo Pillahuinco de edad carbónico-pérmica. Está compuesta por conglomerados poligénicos de matrix arenosa fina que alternan con psamitas y limolitas algo arenosas de coloración verdosa.

Su espesor, de acuerdo a Harrington (1947) sería de 800 a 900 m, aunque para Coates (1967) comprendería 2.300 m de sedimentos glaciares que serían la manifestación mas oriental de la glaciación pérmica en Argentina.

Además, este autor ubica a la Formación Sauce Grande en posición discordante sobre la Formación Lolén, pasando la parte superior gradualmente hacia la Formación Piedra

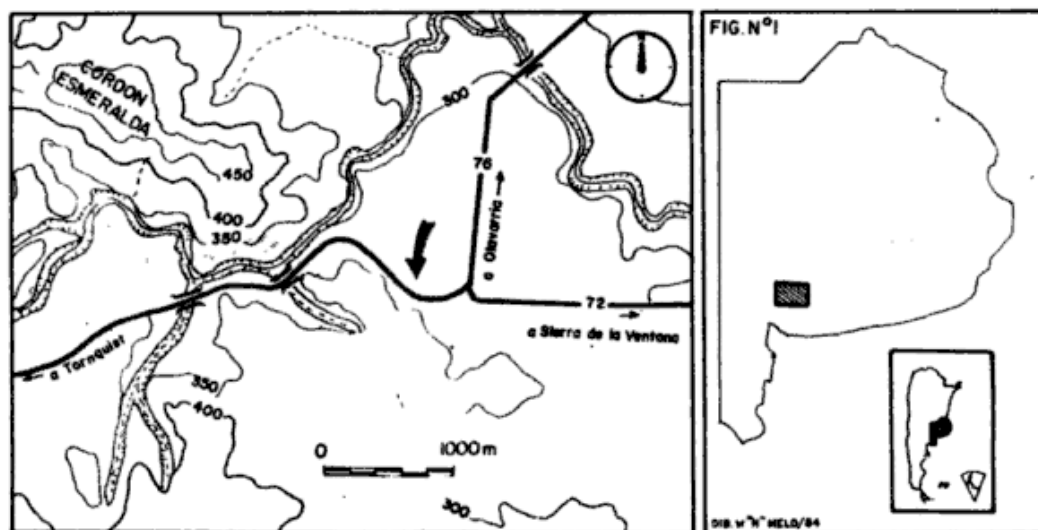


Fig. 1: Plano de ubicación

Azul.

Llambías y Prozzi (1975) asignaron a esta formación edad carbónica sup. basados en un supuesto origen glaciario, que por otra parte facilitaría su correlación con otras regiones geológicas del país.

Descripción

El destape hallado posee una coloración variable entre gris clara a oscura con alternancia de capas rojizas o violáceas. El conjunto está cubierto con una pátina brillante de tipo sericítico que normalmente enmascara la fina depositación rítmica. Sin embargo esta última es bien apreciable en superficies frescas.

El fino bandeado no es continuo, pues se halla interrumpido verticalmente por dislocaciones de tipo tectónico. Estas son bien manifiestas en las bandas oscuras, que por otra parte son las mejores definidas del conjunto (Foto 1).

Las bandas claras presentan selección granulométrica de abajo hacia arriba, ocupando la parte inferior los granos más gruesos y claros continuando granos más finos y oscuros pasando de esta manera, en forma difusa, a la banda oscura inmediata, la cual finaliza con un límite neto, apoyándose una nueva banda clara. Los contactos superiores (banda clara con oscura) son siempre netos, mientras que los inferiores (banda oscura con clara) son siempre graduales y difusos (fig. 2).

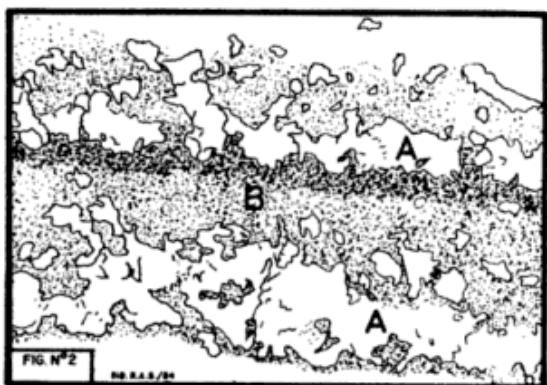


Fig. 2: Dibujo según Foto 2. A.- Banda clara mostrando granos grandes en la parte inferior, disminuyendo hacia arriba. B.- Banda oscura mostrando el contacto neto con la parte superior.

De la medición de 183 bandas y sus respectivos contactos hemos podido estimar que:

1) Sólo el 15 % presenta igualdad de espesor entre las bandas o bandas claras mayores que oscuras.

2) Los espesores de las bandas claras están comprendidos entre 6×10^{-2} mm y 2×10^{-1} mm, mientras que las oscuras van desde 6.5×10^{-2} mm a 7×10^{-1} mm.

3) Las bandas claras presentan gradación de sus componentes; los más gruesos se hallan en el contacto inferior con las bandas oscuras. Estas últimas no presentan diferenciación granulométrica aparente, según se aprecia en los cortes delgados observados al microscopio (Foto 2).

4) Las bandas oscuras presentan el contacto superior más definido, el cual adopta formas aserradas a onduladas, pudiendo ser esto producto de un efecto tectónico.

El contenido mineralógico, al microscopio, muestra que las bandas oscuras están constituidas casi exclusivamente por sericita, con extinción enrejada o en "S", posible producto de una acción tectónica. En el interior de la banda se pueden apreciar finas alineaciones de granos blanquecinos más gruesos que llegan a constituir microbandas.

Un examen rápido de los componentes minerales de estas bandas oscuras indica la presencia de sericita (dominante) y en cantidades decrecientes cuarzo, anfíbol (hornblenda) y feldespato.

Las bandas claras están conformadas por granos de tamaño variado dentro de una matriz fina sericítica. Predominan granos de cuarzo con extinción ondulada y recta, mostrándose los bordes de los mismos, netos a parcialmente alterados. La presencia de inclusiones aciculares y granulares es bastante frecuente.

Subordinado al cuarzo se presentan cristales de feldespato tales como plagioclasa y microclino, generalmente maclados y con diverso grado de alteración que va desde incipiente a total, esta última muy escasa.

La presencia de laminillas de mica es poco común encontrándose muy alteradas y deformadas por acción tectónica.

Consideraciones finales

Bajo el nombre de ritmitas se incluyen a todos los tipos de sedimentación de capas delgadas que se depositan en forma alternante y repetida, Reineck (1967). Esta repetición rítmica es debida a cambios regulares, de duración variada, en el transporte o producción de materiales. Los varves están incluidos en esta clasificación y si bien son bastante parecidos a las ritmitas aquí descriptas, momentáneamente las descartamos por carecer de referencias en cuanto a su distribución areal.

En consecuencia, para intentar aproximar

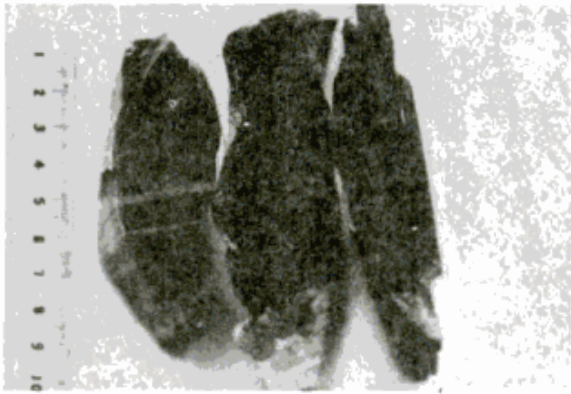


Foto 1: Muestras de mano con superficies pulidas a los efectos de destacar la alternancia de bandas claras y oscuras. En la muestra central se puede apreciar la discontinuidad horizontal.

una idea que no es definitiva, ya que requerirá nuevas verificaciones y una exploración más extensa, estimamos que nuestras ritmitas provienen de un ambiente glacialacustre y serían producto de depositación de corrientes turbias en un lago glacial y no estrictamente varves, tal como lo especifica Harrison (1975).

Las ritmitas motivo de este trabajo se ajustarían a uno de los tipos descriptos por Ashley (1975) cuya característica es que los espesores de arcilla o material muy fino (en general oscuros) son mayores que los claros, faltando gradación de materiales y atribuyendo su origen a depositaciones en lagos glaciares relativamente alejados de la zona de influencia del derretimiento de los hielos.

También Reineck y Singh (1980) realizaron diagramas ideales para la depositación rítmica, estableciendo que flujos discontinuos de material suspendido en aguas en parte estratificadas y no estratificadas pueden dar como resultado capas que muestran gradación granulométrica en cada pulso y enriquecimiento de cienos y limos en las bandas oscuras. Las rocas así formadas pertenecerían a un ambiente glacialacustre y no a una depositación várvida estricta.

La ajustada coincidencia de estas definiciones con nuestros estudios, las microsecuencias de sedimentación alternantes junto a las características de los contactos entre bandas, agregándose las condiciones ambientales de aquel momento y su ubicación geográfica nos inclinan a considerar a las bandas como ritmitas.

Por lo expuesto creemos que dentro del ambiente glacialmarino considerado para la

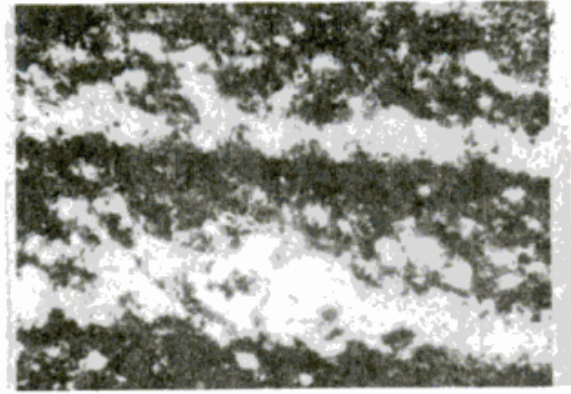


Foto 2: Corte delgado de bandas al microscopio, 50 x aumentos.

Formación Sauce Grande, una sección terminal y menor de la misma puede haberse depositado en un ambiente típico glacialacustre.

Lista de trabajos citados en el texto

- ASHLEY, G. M., 1975. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock. Mass. Soc. Econ. Palaeont. Miner. Spec. Publ. 23, London.
- COATES D. A., 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana. South America Buenos Aires Province Gondwana. Stratigraphy IUGS Symp. Buenos Aires 1967. Paris UNESCO.
- HARRINGTON, H., 1947. Explicación de las hojas Geológicas 33m (Sra. de Curamalal) y 34m (Sa. La Ventana). Prov. de Bs. As. Dir. Min. y Geol. Bol. 61, Bs. As.
- HARRISON, S. S., 1975. Turbidite origin of glacialacustrine sediments, Woodcock lake, Penn. Journ. Sedim. Petrol., 45.
- KEIDEL, J., 1916. La Geología de las sierras de la Prov. de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. Min. Agric. Nac. An. Dir. Geol. Min. IX (3), Bs. As.
- LLAMBIAS, E. y C. PROZZI, 1975. Ventania. VI Cong. Geol. Arg., Relatorio 80-102, Bahía Blanca.
- REINECK, H. E., 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of North Sea. Am. Assoc. Advanc. Sci. Publ. 83.
- REINECK, H. E. y I. B. SINGH, 1980. Depositional Sedimentary Environments. Springer. Verlag. Berlín - N. York.

Recibido: 11 de octubre, 1983

Aceptado: 19 de marzo, 1985

OSCAR LOSADA

Dirección General de Minería
de Provincia del Neuquén
Etcheluz 582
8340 - Zapala

ROBERTO SCHILLIZZI

Universidad Nacional del Sur
Av. Alem 1253
8000 - Bs. As.

SOBRE LA EDAD DE LAS VULCANITAS DE EXTREMO NOROESTE DE LA SIERRA DE LA LAGUNITA SALADA, PROVINCIA DEL CHUBUT

RAMON CARRILLO Y ALBERTO E. HURTADO

Introducción

Durante el desarrollo de trabajos geológico-económicos (Fernández Lima y Latorre, 1978; Carrillo, 1978 y Hurtado, 1978) realizados en los yacimientos del mencionado distrito, se obtuvieron muestras que arrojaron edades asignables al Pérmico, al Triásico y al Jurásico.

Tales resultados llamaron la atención porque significaban una gran dispersión cronológica de la sucesión volcánica que se considera de edad bajociana-bathoniana (Lesta y Ferello, 1972), apreciándose entonces la necesidad de volver sobre la cuestión con mayores datos litológicos y un enfoque crítico de valuación geológica de los datos geocronológicos.

Se efectuó así un estudio litológico más detallado de las distintas unidades involucradas y su relación temporo-espacial; para ello se intentó clarificar la disposición estructural, además de obtener un mayor número de muestras que permitieran ampliar el espectro petrográfico-radimétrico.

Ubicación

La zona se encuentra a 60 km al sur-sudeste de la localidad de Gastre, a unos 90 km al suroeste de la Gan Gan y al norte de la escuela provincial N° 117 de Lagunita Salada.

Trabajos anteriores

El sector estudiado carecía, al momento de iniciarse este trabajo, de antecedentes geológicos, topográficos y fotogramétricos. No obstante muchos han sido los aportes regionales de otros autores a través de trabajos realizados en zonas próximas, tales

como los de Piatnisky (1933), Volkheimer (1965), Stipanovic et al. (1968), Lesta y Ferello (1972) y Proserpio (1978).

Otros aportes regionales corresponden a Herbst (1966), Nullo (1974), Musacchio (1975), Robiano (1975), Nullo y Proserpio (1975), Musacchio (1981).

Geología de la Sierra de Lagunita Salada

Las entidades geológicas presentes en el área se asignan a la Formación Cañadón Puelman por correlación litológica con rocas descritas por Nakayama (1972) en el sector sudeste de la sierra que, conjuntamente con la Formación Cajón de Ginebra (Robbiano, 1969), constituyen el Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972).

Los afloramientos corresponden a restos de mantos y capas, de composición litológica que se resume en andesitas y tobas asociadas, cuyo rumbo general es este-oeste con variaciones locales y con inclinación hacia el norte. La disposición de dichas rocas puede apreciarse con mayor seguridad en las fotografías aéreas dado que la cubierta moderna sólo permite una observación parcial y, por consiguiente, dificulta la correlación entre las rocas.

Las andesitas son generalmente de color gris oscuro cuando frescas. Su textura es porfírica con pasta afanítica y la fractura, irregular. Microscópicamente la textura de estas rocas es porfírica y en algunos casos seriada; en la pasta predominan las texturas pilotáxica y microgranosa. Los fenocristales están constituidos esencialmente por plagioclasa (andesina) y cantidades subordinadas de biotita isorientada, lamprobolita y pigeonita. El grado de alteración de estos minerales máficos es a menudo tan intenso que su morfología externa no alcanza a definir

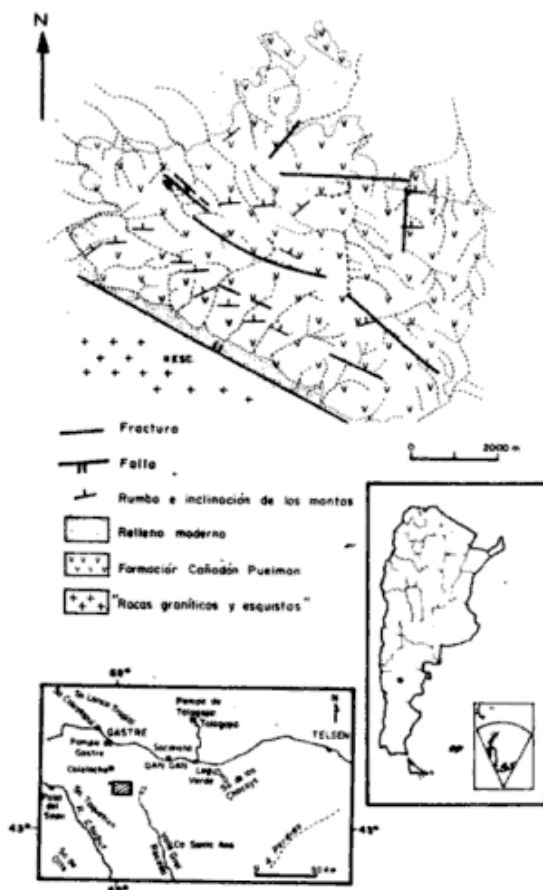


Figura 1:

la especie mineral. Como mineral accesorio se observa apatita. La pasta se compone principalmente de tablillas de plagioclasa, biotita, material fino indeterminable e hidróxidos de hierro. La alteración dominante es la propilitización. La silicificación es conspicua en estas rocas pero se circunscribe a las adyacencias de la zona mineralizada. En este grupo de vulcanitas se puede hacer una distinción de algunos ejemplos que, texturalmente, se diferencia del tipo general ya descrito: cuyo rasgo distintivo es la presencia de una fluidalidad muy marcada que se traduce en planos de partición.

Las tobas son cristalinas y cristalofíticas, de colores que varían entre gris y gris rojizo o violáceo. Las texturas son porfiroclásticas o brechosas, compuestas por vitroclastos, cristaloclastos y litoclastos en matrices de textura eutaxítica. Los primeros están representados por fragmentos pumíceos y trizas parcialmente desvitrificadas.

Los cristaloclastos están constituidos por plagioclasa (andesina), sanidina, cuarzo y biotita; como accesorios se observan minerales opacos y apatita. Los fragmentos líticos son de origen volcánico. Se observan

vesículas rellenas por ceolitas y en ciertos casos, el material ferruginoso obstaculiza parcialmente la observación. Los principales minerales de alteración son clorita y carbonato.

Además de estos dos tipos litológicos, se puede mencionar un tercero que corresponde a una brecha volcánica de color gris violáceo-rojizo, carente de estratificación; se reconocen fenoclastos de vulcanitas y piroclastitas en matriz tobácea parcialmente enmascarada por hidróxidos de hierro. Los fenoclastos están constituidos por cuarzo, plagioclasa de composición similar a las anteriores, biotita, hornblenda, lamprobolita, pigeonita y minerales opacos. En los fragmentos piroclásticos son observables trizas y vitroclastos pumíceos con abundantes canalículos y poros. La alteración dominante, como en los otros tipos litológicos, es la propilitización acompañada por silicificación.

En una de las tobas se hicieron estudios palinológicos con resultados negativos por resultar estéril.

Estructura

El rasgo estructural predominante corresponde a un sistema de fracturas constituido por dos juegos principales, uno noroeste y otro este-oeste; en forma subordinada hay otro norte-sur (figura 1). Estos juegos controlan el emplazamiento de casi todas las vetas de baritina del área.

El de mayor importancia es indudablemente el noroeste cuyo exponente principal está dado por la falla que delimita el borde sur de la sierra, poniendo en contacto las vulcanitas y piroclastitas jurásicas con rocas que Nakayama (1972) denominó "Rocas graníticas y esquistos pertenecientes al Precámbrico-Eopaleozoico".

Edades de las rocas

El control geológico de la secuencia volcánica con el intento de procurar establecer la estratigrafía es dificultoso debido a la extensa cubierta moderna, a la discontinuidad de los afloramientos, al marcado diaclasamiento y muy probablemente, a la perturbación tectónica relacionada con el fallamiento mencionado anteriormente.

En el cuadro I figuran los resultados de las dataciones radimétricas efectuadas en los laboratorios del INGEIS por el método K/Ar, en vulcanitas y tobas pertenecientes a la Formación Cañadón Puelman. Se totalizaron trece dotaciones de las cuales diez fueron realizadas en andesitas, dos en tobas y la restante, en una brecha volcánica. Las cuatro primeras dataciones co-

DATOS ANALITICOS K/Ar Y EDAD DE LAS ROCAS

Muestra	Litología	K %	K^{40} $\times 10^8$ mol/g	Ar^{40} RAD $\times 10^{10}$ mol/g	Ar^{40} ATM%	Edad m.a.	Período
M5	Toba cristalolít.	4,30	12,84	13,28	4,9	170±10	Jurásico
M7	Toba cristalina	2,54	7,58	7,92	2,8	171±10	Jurásico
* 62	Andesita	6,15	—	19,90	3,4	178±10	Jurásico
M16	Andesita	1,84	5,52	6,29	7,1	186±5	Jurásico
M13	Brecha volcánica	1,38	4,12	4,70	11,1	187±5	Jurásico
M23	Andesita	1,42	4,23	4,93	12,5	190±10	Jurásico
M11	Andesita	1,71	5,10	5,98	10,1	191±5	Jurásico
M4	Andesita	2,97	8,87	10,54	4	194±10	Jurásico
* 8	Andesita	1,30	—	4,99	1,8	210±10	Triásico
* 58	Andesita	1,04	3,10	4,02	8,1	210±10	Triásico
M3	Andesita	1,78	5,31	0,15	71,9	5±0,5	Terciario
* 47	Andesita	2,65	—	12,50	42,9	254±10	Pérmico
M18	Andesita	3,97	11,85	23,26	2,8	310±15	Carbónico

GEOLOGICAL TIME TABLE, Van Wysinga, F.W.B.

* Muestras obtenidas y datadas radimétricamente (Carrillo, 1978; Hurtado, 1978).

CUADRO I

responden a muestras obtenidas en el año 1977 y motivaron un estudio más detallado de dichas rocas ya que las edades resultantes eran en su mayoría discrepantes con las asignadas por otros autores en estudios regionales de la mencionada formación.

En el año 1979 se extrajeron nuevas muestras con un criterio petrológico-geocronológico más definido, seleccionándose nueve para dataciones radimétricas por el mismo método. Dos de ellas resultaron anómalas ($5 \pm 0,5$ m.a. y 310 ± 15 m.a.) y fueron descartadas luego de analizar sus respectivas posiciones en el campo; las siete restantes dieron edades entre Lias inferior y Dogger medio, de tal forma que la dispersión que se tenía en un primer momento quedó anulada. La muestra 47 fue desechada por apartarse notoriamente de la media estadística, evidenciando algún tipo de error en el valor resultante. Al muestrearse nuevamente el afloramiento (M4), se obtuvo un valor radimétrico acorde con la tendencia general.

Conclusiones

Con los valores radimétricos obtenidos se evidencia que la secuencia volcánica-piroclástica no es tan antigua como se supuso al principio (permotriásica), sino que su edad se ajusta a lo expresado por otros autores, en lo que respecta al límite superior (Dogger medio), mientras que su base se puede extender hasta el Lias inferior, sin dejar de pertenecer toda la secuencia a un mismo ciclo de actividad volcánica y coincidiendo de esta forma con lo expresado por Lesta y Ferello (1972).

sado por Lesta y Ferello (1972).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos por el apoyo prestado para la realización del presente trabajo como así también al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica por las dotaciones radimétricas.

Lista de trabajos citados en el texto

CARRILLO, R., 1978. Estudio geológico-económico de los yacimientos de baritina Alejandrino, Alejandrino I y Alejandrino II, Distrito de Lagunita Salada, Departamento Gastre, prov. del Chubut. Univ. Bs. As., Fac. Cs. Exact. y Nat. Trabajo Final de Licenciatura (inéd.), Bs. As.

FERNANDEZ LIMA, J. C. y C. O. LATORRE, 1978. Metalogénesis de la provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIII* (4): 355-369, Bs. As.

HERBST, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa Agnia, Chubut, Patagonia. *Ameghiniana*, 4 (9): 227-349, Bs. As.

HURTADO, A. E., 1978. Estudio geológico-económico de los yacimientos de baritina Don Bosco y Ceferino Namuncurá, Distrito de Lagunita Salada, Departamento Gastre, prov. del Chubut. Univ. Bs. As., Fac. Cs. Exact. y Nat. Trabajo Final de Licenciatura (inéd.), Bs. As.

LESTA, P y R. FERELLO, 1972. Geología de porción extrandina de la provincia del Chubut y norte de la provincia de Santa Cruz. *Geología Regional Argentina, Simposio, Acad. Nac. Ciencias: 601-653*, Córdoba.

MUSACCHIO, E. A., 1975. Sobre algunas consideraciones estratigráficas acerca del Jurásico en Pampa

de Agnia, Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev.*, XXX (1): 115, Bs. As.

_____, 1981. Estratigrafía de la Sierra Pampa de Agnia en la región extraandina de la provincia del Chubut, Argentina. VIII Cong. Geol. Arg., Actas III: 343-357, Bs. As.

NAKAYAMA, C., 1972. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre Lagunita Salada y Carhué Niyeo, al norte y Arroyo Perdido y Sierra Rosada al sur, provincia del Chubut, (inéd.) Y.P.F., Bs. As.

NULLO, F., 1974. Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXIX (3): 377, Bs. As.

NULLO, F. y C. PROSERPIO, 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patago-

nia, de acuerdo a la flora Rep. Argentina. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXX (2): 135-150, Bs. As.

PROSERPIO, C. A., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, prov. del Chubut. *Serv. Geol. Nac., Bol. Nº 159*, 5-75.

ROBIANO, J. A., 1975. Algunas consideraciones sobre comentarios referidos a la estratigrafía del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Chubut. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXX (3): 290-291, Bs. As.

STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, J. L. BAULIES y C. G. MARTINEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXIII (2): 67-98, Bs. As.

VAN EYSINGA, F. W. B., 1981. Geological Time Table (compiled), 3rd. edition, 4th Elsevier, Amsterdam.

VOLKHEIMER, W., 1965. Bosquejo geológico del NO del Chubut extraandino (zona Gastre-Galjalina), *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XX (3): 326-350, Bs. As.

Recibido: 15 de marzo, 1985
Aceptado: 20 de marzo, 1985

RAMON CARRILLO

ALBERTO E. HURTADO

Centro de Investigaciones en
Recursos Geológicos - CONICET
Ramírez de Velazco 847
1414 - Buenos Aires

Asociación Geológica Argentina, Revista XL (1-2): 120-123

ISSN 0004-4822

EL GRANITO ESPECIALIZADO (Sn, W, Ta, Li, Rb, Cs, P) DE LOS ALISOS, TUCUMAN

ALEJANDRO J. TOSELLI, JUANA N. ROSSI DE TOSELLI, JULIO SAAVEDRA, ANTONIO GARCIA, ROBERTO DIAZ TADDEI, EDGARDO FARIAS, MARIA E. MEDINA.

Introducción

Dentro de los planes conjuntos realizados por la Dirección de Minas de la provincia de Tucumán y la Universidad Nacional de Tucumán, en el ámbito de la exploración y localización de depósitos minerales se detectó la presencia de un pequeño cuerpo granítico del que no existía ninguna referencia. El mismo se ubica sobre el faldeo oriental de la sierra de Narváez, en el sudeste de Tucumán (figura 1).

La litología está constituida por granitoides de textura equigranular a porfírica

y de colores rosados a grises. Los minerales presentes son: plagioclasa, microclino, cuarzo y muscovita, con cantidades accesorias de apatita, biotita, clorita, circón, turmalina y opacos.

Se trata de un plutón epizonal con textura anular incipiente, leucocrático y discordante en los gneises encajantes. En razón del aspecto prometedor, en el campo metalogenético que presenta, se ha realizado un estudio geoquímico, centrado en la relación que existe entre la composición de la roca granitoide, contenido en los elementos indicados, sobre una primera serie de muestras representativas, que es un paso

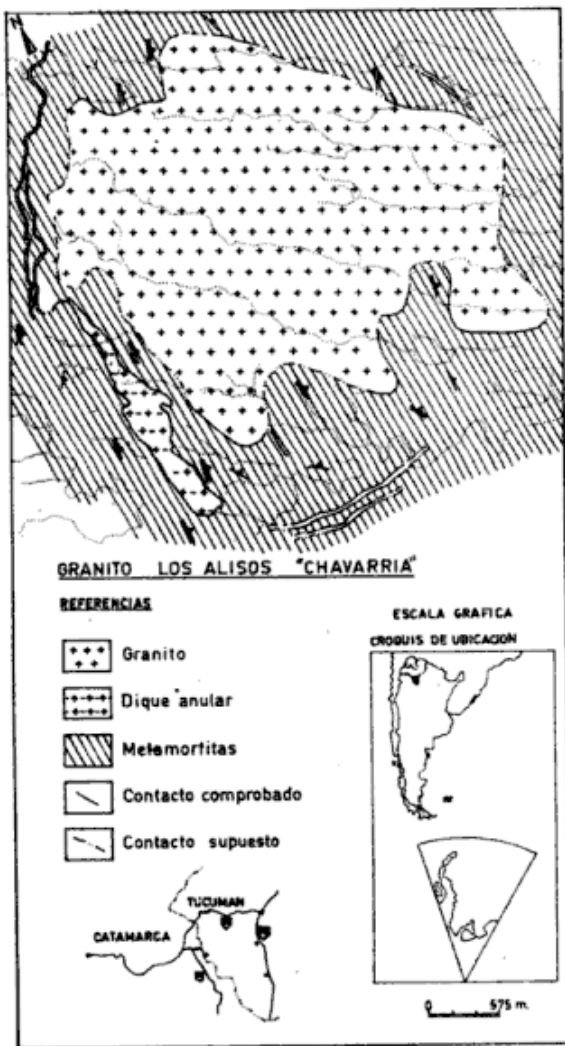


Fig. 1: Localización de la zona estudiada.

preliminar en la investigación petrológica-geoquímica detallada y completa del intrusivo aludido, actualmente en curso de realización.

Dejamos constancia de nuestro agradecimiento a las Instituciones ya citadas, como así también al CONICET, CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España), Fundación Volkswagen y Fundación Miguel Lillo.

Resultados

En el cuadro 1 se consignan los resultados de los análisis por espectrometría de absorción atómica (elementos mayores), fluorescencia de rayos X (elementos trazas), fotometría de llama (Cs) y espectrofotometría (P). Los parámetros Q, Or, Mu y Plag, utilizados en la figura 2, en relación con Sn, W y Ta, que se han obtenido a partir de los datos químicos ya mencionados y en teoría, son proporcionales a los contenidos modales en cuarzo, ortosa-microclino,

muscovita y plagioclasa (fundamentalmente albita, puesto que el contenido de calcio es muy bajo), empleándoselos como ya se ha hecho en otros granitos de la región (Saavedra et al., 1983).

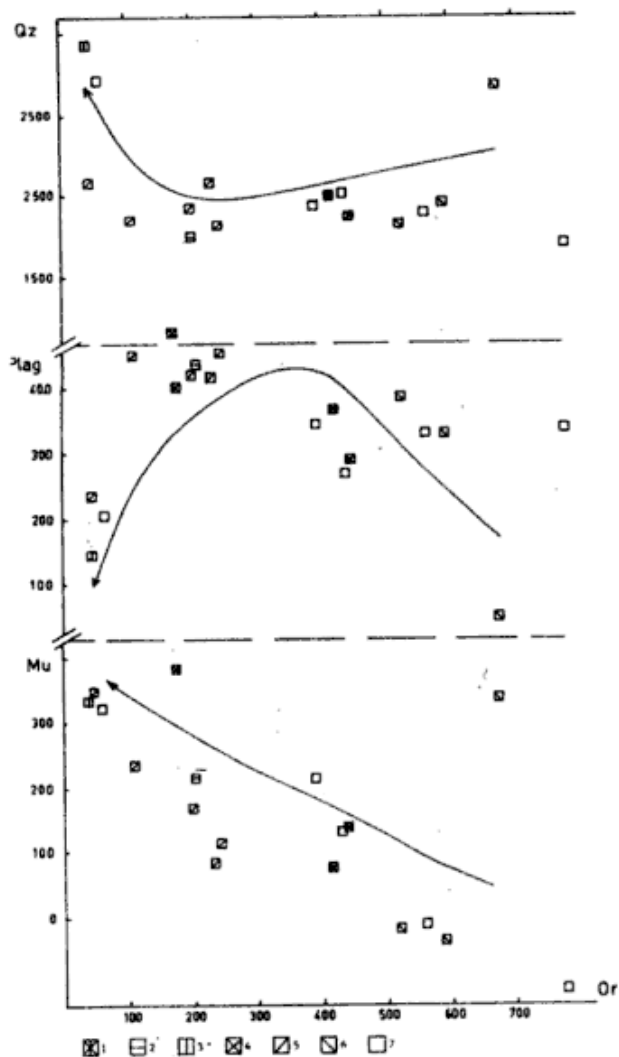


Fig. 2: Variaciones relativas de los parámetros Q-Plag-Mu-Or, entre las muestras estudiadas; los símbolos representan los elementos que se han detectado en cada caso (cuadro 1).

Cuadro 1: Composición de las muestras analizadas. Elementos (óxidos) mayores, en porcentaje en peso; trazas, en partes por millón (ppm). Los parámetros Q-plag-or y Mu, se obtuvieron pasando a milimoles los óxidos de los elementos y aplicando las relaciones: $Q = 3 Si - 9 (Na + K) - 6 Ca + 10 P$; $Plag = 3 (Na + Ca) - 5P$; $Or = 3 (Na + 3 K - Al) + 6 Ca - 2 (Fe + Mg + Ti + Mn + 5 P)$; $Mu = 3 (Al-Na-K) - 6 Ca + 10 P$.

	16103	16109	16116	16121	16127	16138	16142	16153	16162	16171	16183	16191	16203	16258	16265	16267	16276	16277
SiO ₂	74,10	73,10	76,60	77,80	71,10	76,90	76,20	75,50	75,90	75,10	75,20	75,50	66,20	75,00	79,60	75,60	77,00	75,80
Al ₂ O ₃	12,75	14,40	11,40	12,02	14,01	10,10	10,60	12,01	10,00	12,01	12,50	12,90	19,40	14,60	11,00	12,30	11,80	13,01
Fe ₂ O ₃	1,90	1,80	1,20	2,10	3,20	1,60	2,20	2,30	1,90	1,60	2,10	1,20	2,30	0,80	0,70	0,70	1,10	0,70
TiO ₂	0,15	0,10	0,10	0,10	0,22	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
MnO	0,03	0,04	0,02	0,04	0,07	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,40	0,48	0,46	0,38	0,60	0,40	0,36	0,38	0,44	0,40	0,34	0,60	0,44	0,50	0,86	0,64	0,36	0,80
MgO	0,20	0,19	0,10	0,13	0,67	0,19	0,24	0,30	0,20	0,29	0,33	0,15	0,37	0,13	0,12	0,18	0,23	0,10
CaO	0,61	0,69	0,65	0,55	0,91	0,60	0,64	0,59	0,62	0,78	0,85	0,89	1,33	0,65	0,94	0,92	0,89	0,95
Na ₂ O	3,03	4,58	3,81	2,13	2,50	3,45	3,45	0,53	3,57	3,39	2,62	4,76	3,81	4,70	1,72	3,63	4,16	4,58
K ₂ O	5,04	3,20	3,69	2,94	3,98	4,75	4,85	5,14	5,73	4,37	5,04	3,10	5,04	2,91	3,20	4,27	2,81	3,11
Volátiles	1,14	1,16	1,12	0,96	1,84	0,90	0,92	2,25	0,69	0,76	0,80	0,67	0,77	0,54	1,05	0,94	0,65	0,65
Total	99,35	99,74	99,15	99,17	99,10	99,03	99,59	99,15	99,19	99,84	99,93	99,62	99,78	99,97	99,32	99,32	99,15	99,86
Ta	11	10	27	10	10	10	10	10	10	10	10	10	14	10	10	10	10	10
Sn	5	26	30	5	9	5	5	5	5	5	5	28	5	34	18	5	12	13
W	33	10	66	10	10	25	10	13	10	25	10	10	17	10	40	10	10	10
Rb	892	1140	1212	245	1588	600	688	754	684	618	687	1104	652	990	970	990	700	1155
Li	510	122	85	166	1300	400	510	1100	355	238	530	282	278	104	421	520	166	480
Cs	175	66	65	32	138	132	130	97	117	93	142	75	94	56	111	94	56	85
Plag	294	444	369	207	243	333	333	51	345	327	255	462	369	456	168	351	402	444
Q	18,64	17,28	19,85	27,13	20,75	19,42	18,88	26,51	16,76	18,16	20,01	18,08	11,39	18,42	29,23	19,32	20,77	19,11
Or	441	202	419	60	47	592	562	677	681	522	438	243	176	110	44	393	233	199
Mu	139	216	74	322	341	-38	-14	334	-109	-20	132	113	386	234	334	210	85	171

(x) Los óxidos están expresados en %.

(xx) Los elementos en ppm.

Interpretación y conclusiones

En la figura 2, puede observarse que la muscovita aumenta paralelamente al descenso en feldespato potásico. Sin embargo, las variaciones de plagioclasa y cuarzo son más complejas; un aumento de albita y muscovita (paralelamente a la disminución de feldespato potásico) implican una variación reducida de cuarzo hasta que la albita alcanza un máximo (albitización con muscovitización) para descender luego bruscamente, así también baja el feldespato potásico y aumenta el cuarzo correlativamente, que son rasgos típicos de greisenización.

Dentro de esta secuencia, las muestras que contienen exclusivamente W se sitúan en las zonas más ricas en feldespato potásico. Al incrementarse la plagioclasa (albitización) aparecen ya anomalías positivas en Ta y Sn, mientras que el Ta no se ha detectado en las muestras cuarzo-muscovíticas.

Debemos destacar, los contenidos excepcionalmente altos de Rb, con un contenido medio de 860 ppm (lo mismo ocurre con el Li), que son muy superiores a los granitos especializados del oeste de Europa.

Recibido: 2 de julio, 1984

Aceptado: 10 de octubre, 1984

JULIO SAAVEDRA ALONSO

ANTONIO GARCIA SANCHEZ

IOATO

Apartado 257 - Salamanca - España

Asoc. Geol. Arg. Rev. XL (1-2)

Asimismo se observa que aquellas muestras sin anomalías de Sn y Ta, son las más pobres en Rb (contenidos aproximados inferiores a 700 ppm). Así las alteraciones más tardías llevan implicadas también un incremento en este elemento.

En conclusión, la presencia de Sn, W y Ta parece estar regulada por procesos de desarrollo de feldespato alcalino y muscovita, dentro de una secuencia de muscovitización creciente, microclinización decreciente y albitización que luego de un máximo descende rápidamente, concluyendo con tendencias tipo greisen; en conjunto pues, se establece un proceso evolutivo de acidez en aumento, responsable de la distribución de dichos elementos.

Lista de trabajos citados en el texto

SAAVEDRA J., J. N. ROSSI de TOSELLI y A. J. TOSELLI, 1984. Aspectos geológicos y geoquímicos del granito peraluminico de Loma Pelada, Tafí del Valle, Tucumán, Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. (en prensa).

ALEJANDRO J. TOSELLI

JUANA N. ROSSI de TOSELLI

MARIA E. MEDINA

Universidad Nacional de Tucumán

Fac. Ciencias Naturales

Miguel Lillo 205 - Tucumán - Argentina

ROBERTO L. DIAZ TADDEI

EDGARDO FARIAS

Dirección Provincial de Minas

Tucumán - Argentina

FOSFATOS TRIASICOS EN LA FORMACION CACHEUTA, PROVINCIA DE MENDOZA.

OTTO O. MASTANDREA, CARLOS A. HUGO, HECTOR A. LEANZA, CARLOS J. OBLITAS Y ALICIA T. SPIEGELMAN'

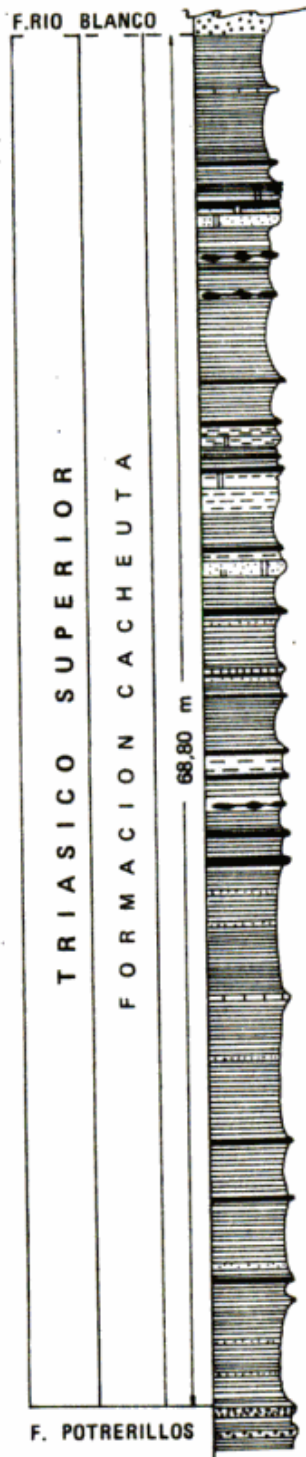
Stoll (1949) describió por primera vez la presencia de rocas fosfáticas con tenores de hasta el 36,48 % de P_2O_5 en el flanco sudoccidental del cerro Cacheuta (33° lat. sur - 69° long. oeste) en la parte septentrional de la provincia de Mendoza (figura 1). Varios años más tarde, Aparicio (1963) no logró reubicar las citadas anomalías pese a analizar "alrededor de 300 muestras", las cuales en muy contados casos superaron el 1 % en P_2O_5 . Estos magros valores llevaron al citado autor a consignar en sus conclusiones que en la Formación Cacheuta "no existen condiciones favorables para la formación de fosfatos" (cf. Aparicio, op. cit.: 23). Atento fundamentalmente a estos resultados se creía hasta hace muy poco tiempo que los fosfatos de Cacheuta no existían o bien su presencia era apriorísticamente descartada.

Mastandrea et al. (1982: 165) consideraron sobre bases teóricas a la Formación Cacheuta como posible portadora de fosfatos al interpretarse que la misma constituye un típico modelo de depositación en facies lacustre con pelitas carbonoso-bituminosas, cuyas condiciones físico-químicas son favorables para la precipitación de fosfatos. Sobre esa base, el Plan Fosforita programó a mediados de 1983 una prospección expeditiva a cargo de dos de los autores (O.O.M. y C.J.O.) que logró redescubrir las anomalías descritas hace 34 años por Stoll. Posteriormente, a fines del mismo año, otra comisión (C.A.H. y H.A.L.) confirmó en la Formación Cacheuta la presencia de fosforitas en capas, lentes y concreciones, las que fueron situadas estratigráficamente mediante tres perfiles separados entre sí por 1,5 km de distancia, en el tramo comprendido aproximadamente entre las minas de arcillas La Elcha y Sonia.

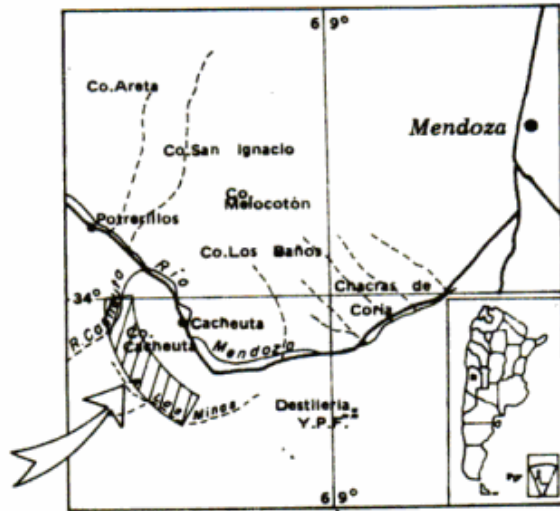
Las capas y lentes fosfáticas suman cerca de 20 niveles oscilando sus espesores entre 0,02 m y 0,80 m y sus leyes entre el 2 % y el 23,30 % de P_2O_5 y están contenidas en pelitas carbonosas y/o bituminosas. Presentan coloraciones castaño rojizas y castaño oscuras, exhibiendo una dureza mayor que las sedimentitas alojantes, por lo cual en general son fácilmente identificables en el terreno. Las concreciones fosfáticas por su parte, ocupan posiciones no continuas en el perfil, siguiendo usualmente planos regulares de estratificación. Son generalmente elipsoidales variando su diámetro mayor entre 0,04 m y 0,50 m y sus leyes entre el 16,20 % y el 32,40 % de P_2O_5 . Poseen coloraciones gris negruzcas, aunque por meteorización muchas de ellas exhiben tonalidades blanquecinas.

Mineralógicamente, las capas, lentes y concreciones fosfáticas están constituidas por colofano ligado según los casos con materiales arcillosos, abundantes restos, de tejidos leñosos carbonizados, cutículas y esporas. También se halla asociado con óxidos y sulfuros de hierro (hematita y pirita), material calcáreo-ferruginoso y rosetas de sales evaporíticas. Las pelitas carbonosas que sirven de caja a la mineralización están compuestas por abundante materia orgánica vegetal carbonizada íntimamente ligada con material arcilloso, conformando verdaderos niveles carboníferos. Presentan laminación fina dada por la disposición subparalela de los restos vegetales que consisten principalmente en tejidos totalmente carbonizados (micrinitas) y en menor proporción de cutículas (cutinitas) y abundantes esporas (esporinitas). Hay esporádicos clastos de cuarzo cuyos tamaños no exceden la arena fina.

La faja mineralizada tiene en el flanco sudoccidental del Cerro Cacheuta una corri-

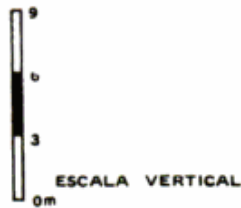


SECCION ESTRATIGRAFICA FCH2



REFERENCIAS

- Fosfatos (concreciones)
- Fosfatos (bancos y lentes)
- Aragonitas
- Limolitas
- Areniscas tobáceas
- Arcilitas bentónicas
- Pelitas carbonosas y/o bituminosas



da de unos 10 km de extensión entre mina La Elcha al oeste y puesto El Olmo al este. El rumbo dominante de las capas es NO-SE y los buzamientos varían entre 12° a 25° al sudoeste. En la figura 1 se reproduce el perfil intermedio (FCH 2) de los tres levantados, que se inicia 390 m al oeste de la señal trigonométrica C18 de YPF, y en el cual puede visualizarse la posición estratigráfica de los niveles fosfáticos.

Asimismo, un rápido reconocimiento efectuado entre Paramillos de Uspallata y Divisadero Largo, que abarcó 1350 km², permitió comprobar también la existencia de concreciones fosfáticas en la Formación Cacheuta en las áreas de Uspallata, Potrerillos, Estancia San Ignacio y Divisadero Largo. Cabe agregar que fueron halladas también concreciones de menor ley en las Formaciones Potrerillos y Río Blanco.

El ambiente de sedimentación de la Formación Cacheuta puede asimilarse a un típico modelo lacustre eutrófico con gran predominancia de pelitas carbonosas y bituminosas (oil shales), donde es muy común la presencia de fosfatos, hierro, nitratos y carbonatos (cf. Anadón Monzón, 1984; 121). El clima húmedo y cálido imperante en el Triásico en la región considerada, así como la instauración de una importante cubierta vegetal que evitó la erosión permitiendo la presencia de un proceso de bio-rhexistasia, favorecieron la solubilidad de los fosfatos que fueron luego depositados en los grandes lagos eutróficos a que se hizo referencia.

Recibido: 13 de julio, 1984
Aceptado: 23 de enero, 1985

Lista de trabajos citados en el texto

- ANADON MONZON, P., 1984. Sedimentación Lacustre en: Ciclos de Seminarios de Sedimentología. I.G.M.E. Madrid.
- APARICIO, E. P., 1963. Prospección de los yacimientos de fosfatos de Cacheuta, Mendoza. Dir. Nac. Geol. Min. e Inst. Inv. Min. Univ. Nac. Cuyo. Informe Nº 897 (inéd.), Bs. As.
- MASTANDREA, O., H. A. LEANZA, C. A. HUGO, C. J. OBLITES, 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. V Congr. Latinoam. Geol., Argentina, Actas III: 159-176, Bs. As.
- STOLL, W., 1949. Minas El Risco y Los Apies de roca fosfática, Cerro Cacheuta, Dpto. Luján, Mendoza. Dir. Nac. Geol. Min. Informe Nº 353 (inéd.) Bs. As.

OTTO O. MASTANDREA

CARLOS A. HUGO

HECTOR A. LEANZA*

CARLOS J. OBLITAS

ALICIA T. SPIEGELMAN

Secretaría de Minería

Av. Santa Fe 1548

1060 - Buenos Aires

* y CONICET

CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS RASGOS GEOMORFICOS DE LA PROVINCIA DE ENTRE RIOS.

EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ

Recientemente Kerlleñevich (1983) determinó trece unidades edafológicas en la provincia de Entre Ríos. Algunas de ellas (1, 2, 5 y 7) estarían asociadas a un paisaje de "peniplanicies", que se hallan cubiertas por un manto de loess cuyo espesor es valorado subjetivamente a través de las consideraciones siguientes: "espeso", "moderado", "de poco espesor" y "con muy poco loes".

Pese a la escasa información brindada para la interpretación de dicha "peniplanicie", es lógico suponer en primera instancia, que la autora hace referencia al rasgo geomórfico del ciclo davisiano que se corresponde con una "planicie baja y suavemente ondulada, desarrollada por el proceso de erosión subaérea, presumiblemente durante el penúltimo estado de un ciclo geomórfico" (Thornbury, 1954), es decir una peneplanicie en el concepto del "ciclo de erosión".

Lo cierto es que para apoyar tal suposición, sólo se agregan en forma reiterada, expresiones tales como "onduladas" o "muy suavemente onduladas"; dicha situación se complica más aún, al manifestar que ella es "sin red de drenaje definida".

Los antecedentes consultados, permiten concluir que semejante unidad geomórfica no ha sido concretamente establecida en el ámbito de esa provincia, lo que lleva al suscripto a manifestar sus dudas acerca de la verdadera identidad de la forma asociada a tales unidades edáficas, establecida por Kerlleñevich (op. cit.); ello constituye la razón de este comentario.

El reconocimiento de una **peneplanicie**

(término y concepto aquí considerado equivalente al de "peniplanicie" de la autora), más allá de la discusión que pueda dar lugar la aceptación o no del ciclo davisiano y por lo tanto de dicho concepto o se pretenda su reemplazo por aquel de **pediplanicie**, ha sido claramente expuesto por Davis, (1896; en Thornbury, 1954; 1960), estableciendo su aplicación a planicies resultantes de la erosión subaérea. Su presencia era posible de acuerdo con dos situaciones totalmente diferentes.

En un primer caso, esa geoforma está sepultada por acumulaciones posteriores, siendo factible su asimilación a una discordancia geológica. En un segundo caso, el más corriente, ello ocurre luego que ese relieve peneplanizado es elevado (en forma homogénea o diferencialmente) y a favor de tal ascenso, denudada su cubierta de acumulaciones posteriores, razón por la cual es expuesto a la observación directa. La exhumación de la peneplanicie lleva a determinar un **paisaje resurrecto**. La posterior evolución del grado de conservación del mismo, se relaciona con diversos factores que abogan en pro o en contra de su mantenimiento: valor del ascenso con respecto al nivel de base controlante, la constitución litica y estructural del ambiente geológico sobre el que fue elaborada, la mayor o menor erodabilidad de la cubierta, las condiciones climáticas imperantes y por lo tanto, el tipo de procesos posteriores al ascenso, etcétera.

Se reconoce que sólo el cumplimiento de una combinación de requerimientos (truncamiento de variada estructura y composi-

ción, concordancia de cumbres, etc.), hacen posible su individualización a nivel regional.

Es lamentable que estas características, determinantes de una peneplanicie, no fueran expuestas por la autora al tratar la unidad 2 (op. cit.: 311) asociada a "peniplanicies sin loess, onduladas a suavemente onduladas". La ausencia de una cubierta facilitaría una directa comprobación.

En términos generales, esos paisajes degradacionales resultan ser antiguos, no funcionales en la actualidad y originados bajo condiciones controlantes distintas a las presentes. Dichos paisajes son interpretados como áreas de relieve bajo y ondulado, con interfluvios generalmente amplios, suavemente convexos con pendientes de escaso ángulo que alcanzan los anchos pisos de amplios valles.

Aparentemente, tales características no se hallan expresadas en el ambiente entrerriano. En realidad, la distinción de un paisaje de "peniplanicie", se fundamentaría exclusivamente en los aspectos geomórficos expuestos por la superficie de un manto de loess de variado espesor.

Es difícil entender que la autora haya podido individualizar una "peniplanicie" por debajo de esa cubierta moderna, con una extensión cuya regionalidad es notable (ver mapa adjunto de unidades edafológicas).

Lo más probable es que Kerlleñevich (op. cit.) haya querido significar con dicho término, que el relieve comprendido por las unidades 1, 2, 5 y 7, es casi una planicie, apoyada exclusivamente en el sentido etimológico que tiene la expresión "peniplanicie", (paene = casi y planities = planicie; Thornbury, 1960: 187) sin mostrar ninguna intención de interpretarlo como una geoforma erosional, una peneplanicie *sensu* Davis.

Por lo tanto, el paisaje de "peniplanicies onduladas" correspondería en realidad a una planicie derivada de un episodio agradacional, ("manto de loess") tan pobremente afectada por los procesos degradacionales subaéreos posteriores, que constituye un paisaje suavemente ondulado, es decir, casi una planicie.

Tampoco es consistente con el concepto de peneplanicie, lo manifestado acerca de la "División 7", entidad que estaría asociada a una "peniplanicie" con "áreas sin red de drenaje definida"; estas consideraciones en nada facilitan su asimilación al esquema geomórfico de una peneplanicie.

Por último, con referencia a la puesta en uso de un nuevo término geomórfico, como "altillanura", es aconsejable que conjuntamente con su proposición, se adjunte una definición del mismo, a los efectos de poder ponderar su validez. Para un ambiente de escaso relieve relativo como la provincia de Entre Ríos es difícil suponer una posible sinonimia entre "altillanura" y aquel término geomórfico más aproximado, que sería el de "altiplanicie"; de modo que el lector no alcanza a entender el rasgo morfológico que se analiza.

Lista de trabajos citados en el texto

- DAVIS, W. M., 1896, Plains of marine and sub-aerial denudation. Geographical Essays: 323-349. Ginn Co. N. York.
- KERLLEÑEVICH, S. C., 1983. Análisis estadístico de la relación: tipo de suelo-densidad de la red de avenamiento en la provincia de Entre Ríos. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII (3-4): 307-312, Bs. As.
- THORNBURY, W. D., 1954. Principles of Geomorphology. John Wiley Sons, Inc., N. York.
- _____, 1960. Principios de Geomorfología. Trad. por J. C. M. Turner, Ed. Kapelus, Bs. As.

Recibido: 28 de julio, 1984
Aceptado: 13 de setiembre, 1984

EMILIO F. GONZALEZ DIAZ
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548 - P. 13
1060 - Buenos Aires.

REPLICA

NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE LOS TIPOS DE SUELOS DE LA PROVINCIA DE ENTRE RÍOS.

Según se aclara convenientemente (Kerlleñevich, 1983: 307), las trece unidades edafológicas citadas en "Análisis estadístico de la relación suelo-densidad de la red de avenamiento en la provincia de Entre Ríos, constituyen una síntesis de los elementos individuales del mapa de suelos a escala 1:500.000 de la Provincia de Entre Ríos, realizada como parte de los estudios que abarcara el Proyecto FAO-INTA, Arg. 68/526 de Conservación del Suelo, y de los trabajos del Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos, Convenio entre el INTA y la Provincia.

Ambos Proyectos, en forma integrada tuvieron como objeto el estudio de los suelos y su conservación en el ámbito provincial, y el establecimiento de normas para su uso y manejo correctos.

El mapa de suelos a escala 1:500.000 de la provincia de Entre Ríos, con su memoria y leyenda basada esencialmente en características geomorfológicas, fue elaborado con el apoyo de fotografías aéreas, pero debido a la complejidad de los suelos el levantamiento se basó principalmente en los resultados de los trabajos de campo, constituyendo una base técnica para experimentaciones específicas sobre suelos, como ensayos de manejo y conservación, fertilidad y otros, dado el detalle con que está preparado.

Las descripciones están hechas de acuerdo a Arens y Etcheveré (1966) y van Barneveld (1969 a y b), a cuya lectura se remite, al igual que a "Suelos y erosión de la Provincia de Entre Ríos" del Plan Mapa de Suelos de la Provincia de Entre Ríos, 1974, donde los suelos están clasificados hasta el nivel de familia del Sistema de la 7a. Aproximación (Soil Classification-A comprehensive System, 7th Approximation, USDA, 1960, 1964, 1967) si bien muchos de los vertisoles del área y también algunos otros suelos con características vérticas no pueden clasificarse adecuadamente con este sistema, por lo que para tal fin fueron creadas varias taxas adicionales, las cuales están detalladamente descriptas en el informe.

Se reitera que las trece unidades edafológicas constituyen simplemente una síntesis de la extensa lista del mapa de suelos original, y proveniente de un trabajo inédito más extenso de la autora (Relación entre suelos y red de drenaje en la Provincia de Entre Ríos) estableciéndose estas unida-

des a partir de las unidades edafológicas primitivas al solo efecto de poder caracterizar a las redes de avenamiento.

La constitución geológica condiciona muchos de los procesos pedo y morfogenéticos y el levantamiento de suelos a escala 1:500.000 proveyó datos para entender la dinámica de los mismos, algo que para el análisis del proceso de erosión es importante.

Entre los materiales más antiguos conocidos se encuentran los pertenecientes al Triásico, que corresponden a areniscas y meláfiro. Estos son seguidos por un enorme paquete de sedimentos terciarios, integrado por un complejo de areniscas, arcillas, arenas y bancos calcáreos del Mioceno y Plioceno, que comprende varias fases de distintas condiciones de sedimentación y son seguidos por materiales lacustres y fluviales, arcillas grisáceas ricas en carbonatos y concreciones ferromanganesíferas denominadas "limos pampeanos".

Los mismos, que en parte son del Plioceno y en parte del Pleistoceno (Pampeano superior) forman los materiales madres de muchos de los suelos del área y presentan intercalaciones de materiales algo más arenosos debido a variaciones en las condiciones sedimentarias. Finalmente comenzó la deposición de un manto de poco espesor de materiales sólidos, el "loess pampeano" que cubrió el área, respetando las formas antiguas heredadas del paisaje terciario-cuaternario.

Ya en la última fase del Terciario el área sufrió las consecuencias de las manifestaciones andinas, en el oeste del país. Esta actividad no fue más que reflejos, que consisten en dislocaciones de rumbo norte-sur, formando los "bloques entrerrianos". Una de estas fallas es el valle del arroyo Clé. Otras, mejor expresadas, son las del río Gualaguay, arroyo Nogoyá y el río Gualaguaychú. Además todos los bloques fueron elevados e inclinados, un proceso que continuó durante el Cuaternario hasta después de la sedimentación de los elementos lacustres. Después del levantamiento del área, se inició un proceso predominantemente morfogenético, con la construcción de nuevas formas de relieve, que se produjeron a expensas del proceso pedogenético que se manifiesta por el paisaje ondulado típicamente entrerriano de una peneplanicie pliocena.

En gran parte del área aún continúa

este proceso, tal el ejemplo del arroyo Horqueta con un rumbo general noreste con algún control estructural, como también sus tributarios, aunque ellos presentan un diseño más dendrítico. El arroyo llevó casi todo el material loésico, dejando sólo en las partes más altas del área una capa de escaso espesor de este material, como relictos del antiguo manto. En el resto de la cuenca desapareció completamente el loess y afloran ahora los materiales lacustres (los "limos"). Finalmente, durante los interglaciales del Pleistoceno, hubo varias ingresiones estuáricas en el Río de La Plata. Una de éstas entró también en las áreas bajas que constituyen la falla del actual arroyo Clé y la parte inferior del actual arroyo Horqueta, removiendo los materiales y redepositándolos.

Por otro lado, arenas cuarzosas de carácter regresivo (Puelchenses) se encuentran en paquetes de considerables dimensiones en las barrancas del río Paraná y en las terrazas más bajas del mismo.

Lista de trabajos citados en el texto

- ARENS, P. L. y P. H. ETCHEVERE, 1966, Normas para el reconocimiento de suelos. INTA, Bs. As.
- KERLENEVICH, S., 1983. Análisis estadísticos de la relación suelo-densidad de la red de avenamiento en la provincia de Entre Ríos. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVIII (3-4): 307-312*, Bs. As.
- VAN BARNEVELD, G. W., 1969a. Un método para describir los macroporos del suelo. 5ª Reunión Ciencia del Suelo, Actas, Santa Fé.
- _____, 1969b. Descripción de campo de la macroestructura. 5ª Reunión Ciencia del Suelo, Actas, Santa Fé.



Dr. Carlos E. Gordillo
(1925-1984)

Sigue correspondiéndole a la ciencia
tratar de descubrir el modelo de
los acontecimientos

J. Jeans

Carlos E. Gordillo, el geólogo cuyas investigaciones sobre el basamento cristalino de las sierras de Córdoba tanto han contribuido al conocimiento del Precámbrico de nuestro país, falleció en Córdoba el 20 de diciembre de 1984.

La Academia Nacional de Ciencias, de la cual era Miembro Titular e integrante de la Comisión Directiva, declaró día de duelo el de su sepelio e invitó a los Académicos a concurrir a las exequias; se adherieron a este homenaje póstumo el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, la Subsecretaría de Ciencia y Tecnología de la provincia de Córdoba, el Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la misma provincia y la Asociación Geológica Argentina. El Presidente de la Academia, Dr. Telasco García Castellanos, hondamente conmovido, no se sintió capaz de hablar en esa ocasión e hizo uso de la palabra el Académico Dr. Mario Hünicken; este colega y viejo amigo de Gordillo, en representación de las Instituciones arriba mencionadas, así como de sus amigos y compañeros de estudios, trazó una emotiva semblanza sobre la personalidad científica y humana del investigador desaparecido en forma tan imprevista y prematura.

Aunque nació en la localidad cordobesa de Villa Ascasubi, el 21 de septiembre de 1925, Carlos Gordillo pasó su infancia y juventud en Chilecito, entre las montañas de la provincia de La Rioja. Se graduó en 1953 de Doctor en Ciencias Naturales (Mineralogía y Geología) en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba; en

esa misma Facultad, donde había desempeñado distintos cargos docentes desde 1947, fue nombrado Profesor titular de Petrología en 1962 y, a partir de 1965, Profesor con Dedicación Exclusiva. Entre 1952 y 1965 fue Jefe de Laboratorio de la Planta de la Comisión Nacional de Energía Atómica en Córdoba, siendo luego nombrado Asesor Ad Honorem de esa Institución. En 1959-60, becado por la Fundación Alejandro von Humboldt, estudió Petrología con el Prof. Gerard Rein y Geoquímica con la Dra. P. Hahn-Weinheimer, en la Universidad de Frankfurt/Main; la misma Fundación lo becó en 1978 para visitar durante tres meses Institutos de Geología de la República Federal Alemana. En 1968 fue designado Miembro Titular de la Academia Nacional de Ciencias, y en 1980 Miembro Honorario de la Asociación Geológica Argentina. Fue también Miembro del Directorio del Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la provincia de Córdoba entre 1981 y 1983. Ingresó en 1978 a la Carrera del Investigador Científico del CONICET, donde fue designado más tarde, en 1984, Miembro de la Comisión Asesora en Ciencias de la Tierra. En todos los cargos que ocupó se destacó por sus relevantes condiciones de profesional, investigador y docente.

Desde el comienzo de su carrera, Gordillo, observador cuidadoso, dotado de la paciencia inagotable del analista, mostró una marcada orientación hacia la química mineralógica, orientación que mantuvo hasta el final y aplicó con sobresalientes resultados en todas sus investigaciones. Sus primeros trabajos como químico y mineralogista, publicados desde 1957 en adelante, fueron estudios sobre minerales radioactivos, urani-

nitas y pechblendas, o sobre variedades y especies nuevas de vanadatos, sulfo-fosfatos y silicatos que reconoció y describió en colaboración con otros colegas; se interesó asimismo en los cambios químicos y mineralógicos, exo- y endomórficos, producidos en el contacto entre una aplita tonalítica y un mármol dolomítico puro (1965). Abordó luego el estudio de la asociación basáltica olivínica alcalina de la Sierra Chica, caracterizando química y petrológicamente los mantos lávicos de la sierra de los Cóndores (1967), el basalto nefelínico de El Pungo (1967) y los diques que cortan el basamento en la zona del río de los Molinos (1969); estos trabajos, además de confirmar una edad isotópica cretácica para secuencias que hasta entonces se consideraban triásicas, demostraron que la serie efusiva de la sierra de los Cóndores, que se inicia con basaltos picríticos, continúa con traquibasaltos y finaliza con traquitas alcalinas, sigue el curso general de la diferenciación propia de un magma básico, aunque, y esto es lo importante, hibridizado por la asimilación de rocas del basamento granítico; tales conclusiones pudieron extenderse tentativamente a las demás vulcanitas meso-cenozoicas de las sierras de Córdoba y aún de San Luis, y fueron confirmadas por el mismo Gordillo en 1981 en lo que respecta a las vulcanitas terciarias de Pocho. Esos trabajos, que realizó en colaboración con Lencinas, trataron además la estructura de bloques y los rasgos litológicos del basamento cristalino. A este último tema dedicaría Gordillo casi todos sus estudios posteriores.

En efecto, en 1969 Gordillo y Rossi describieron por primera vez gneises cordieríticos en el basamento de Córdoba, circunstancia a la que se refieren Gordillo y Lencinas en su trabajo de 1972 sobre las Sierras Pampeanas de esa provincia. Hacia la misma época Mirré estudiaba en la sierra de Valle Fértil, San Juan, un complejo metamórfico-migmatítico compuesto, entre otras cosas, por gneises cordieríticos e hipersténicos con granate y microclino, estudio cuyas conclusiones dio a conocer en 1971. Estos hallazgos decidieron a Gordillo a investigar más profundamente la mineralogía de las cordieritas y su rol dentro de la historia metamórfica del basamento, determinación que lo llevó a dedicar el resto de su vida al estudio de tales problemas y lo condujo a una serie de conclusiones de trascendencia sobre la evolución de los terrenos precámbricos de las sierras de Córdoba.

Como punto de partida, Gordillo, con la colaboración de Hayase y Gelós (1971), se ocupó en determinar la composición química, el índice de distorsión y las propiedades ópticas de cordieritas de tres localida-

des cordobesas; este estudio y la paragénesis mineral de los gneises cordieríticos indujo a atribuir estas rocas, tal como había hecho Mirré en Valle Fértil, a la facies de anfibolita cordierítica tipo Abukuma, facies propia de un metamorfismo regional de presión más baja que el metamorfismo de tipo Barrowiano. Más adelante, contando con mejores elementos de juicio, Gordillo modificó esta opinión en forma sustancial.

Entre 1971 y 1979 realizó un estudio integral del basamento que le permitió confirmar la distribución regional de los gneises cordieríticos, establecer su relación con los tipos litológicos ya conocidos e incluso descubrir elementos nuevos, como los gneises hipersténicos de El Diquecito; al mismo tiempo investigaba el grado de metamorfismo regional, la naturaleza de la migmatización y el efecto que pudieron ejercer sobre estos procesos los granitos batolíticos. Gordillo nunca realizó observaciones geológicas fuera de Córdoba; encontró allí un campo de estudio tan ilimitado que, según solía decir, no alcanzaría una vida para resolver todos los problemas que el basamento de esa provincia ofrece a un investigador minucioso. Y consecuente con esta idea se abocó a ese trabajo hasta el fin de su existencia, llegando a resultados cuyo alcance y significado trataremos de valorar en las líneas que siguen.

La roca metamórfica más abundante en las sierras de Córdoba es un gneis tonalítico biotítico, a veces también moscovítico, al que suele denominarse gneis común o gneis regional. Los estudios de Gordillo acerca del origen de esta roca, largo tiempo discutido, demostraron que es un paragneis, o sea un producto de la recristalización isoquímica de rocas sedimentarias, sin la adición de elementos foráneos por medio de inyección magmática o metasomatismo. La misma opinión había expresado claramente Pastore en 1932 al referirse al origen de los gneises de la Hoja 20i. Según Gordillo (1979) el metamorfismo regional de esas rocas y sus asociadas -micacitas, cuarcitas, anfibolitas y mármoles- es de grado medio, facies de anfibolita, según lo indican la sillimanita y estauroлита que contienen algunos gneises y la hornblenda de las anfibolitas. En ciertos sectores, un episodio térmico posterior produjo en los gneises una paragénesis de grado alto: granate-cordierita-feldespatos potásico, propia de la facies de granulita; en las rocas de composición básica, de origen ígneo o sedimentario, la hornblenda y biotita fueron reemplazadas por diópsido e hipersteno y la titanita substituída por ilmenita. Algunos gneises alcanzaron el estado de fusión parcial (anatexis) y se originaron migmatitas.

Llevando sus observaciones al campo, Gordillo estudió detalladamente estos pro-

cesos y llegó a distinguir cinco fajas o macizos migmatíticos cordieríticos, mapeables, de rumbo meridional: las fajas de El Diquecito y El Durazno-Rodeo de los Molles, y los Macizos de Atos Pampa, Cerro Pelado y San Carlos. Ultimamente Bonalumi, colaborador de Gordillo, reconoció la faja migmatítica de La Puerta, y es posible que en el futuro se descubran otras manifestaciones del mismo tipo. Según Gordillo las migmatitas derivadas de los gneises biotíticos (metagrauvas) son de composición tonalítica, mientras las derivadas de los gneises de dos micas, más ricos en alúmina (metapelitas), son de composición granítica y contienen mayor cantidad de cordierita. Las texturas pueden ser homogéneas (gneis macizo) o heterogéneas (gneis inyectado), de acuerdo con el grado de anatexis y la movilidad del leucosoma. En algunos lugares, la migración de los líquidos graníticos dejó "restitas" enriquecidas en cordierita y granate, es decir kinzigitas.

Las migmatitas de las sierras de Córdoba quedaron así definidas como rocas de origen anatéctico. Gordillo tuvo especial cuidado en fundamentar esta conclusión con otras evidencias y destacó el hecho de que las áreas migmatíticas de Córdoba están alejadas de los batolitos graníticos y son térmicamente independientes de los mismos. El batolito de Achala, señaló, es un cuerpo de bordes netos y discordantes que produjo en la roca de caja metamorfismo de contacto pero no migmatización. Hay sin embargo ejemplos de granitización del gneis común por feldespatización potásica en forma de megablastos de microclino o de venas arteríticas; pero en estos casos, indicó Gordillo, el feldespato potásico no es de origen metamórfico, ni anatéctico, sino metasomático tardío, sin relación genética con los cuerpos graníticos mayores y vinculado en cambio con filones pegmatíticos. La migmatización regional, en su opinión, se debe a un proceso metamórfico más antiguo, profundo, de alto grado, que en ciertos lugares culminó con la fusión parcial de los gneises.

Debemos destacar que desde el punto de vista genético las áreas migmatíticas de Córdoba se diferencian fundamentalmente de los complejos de inyección de las sierras de Tucumán, Catamarca y La Rioja, estudiados principalmente por González Bonorino. Los gneises de esa región deben considerarse migmatitas de bajo grado y de menor profundidad, originadas por la introducción en los esquistos de fluidos magmáticos provenientes de cuerpos graníticos emplazados en condiciones sin- y tardíocinemáticas. Dijimos en otra oportunidad que este fenómeno asume el aspecto de grandes aureolas térmicas superpuestas a terrenos que, antes de la invasión magmática, poseían un grado

de metamorfismo regional muy bajo, equivalente al de las pizzarras y filitas que se hallan fuera de las zonas de inyección, y lo comparamos con los ejemplos de metamorfismo regional que en otras partes del mundo se han denominado de tipo Buchan o Bosost. En estos casos la causa del metamorfismo es el ascenso de temperatura que acompaña la invasión magmática. Citamos, como ejemplo de inyección, los gneises arteríticos asociados con metarodas de grado medio de la sierra de Ambato, y de metasomatismo en gran escala, la feldespatización potásica del macizo plutónico-migmatítico de la sierra de los Llanos.

Así, la inyección magmática y el metasomatismo, procesos aloquímicos que en el basamento de Córdoba ocurrieron sólo en forma esporádica y local, tuvieron en algunos sectores de las Sierras Pampeanas noroccidentales, como en las sierras de Aconquija, Ambato y Ancasti, una importancia preponderante. En terrenos de tal naturaleza, en que cordierita y andalucita metamórficas pueden coexistir con sillimanita, moscovita y microclino de origen foráneo, difícilmente se encontrarán las paragénesis isoquímicas de evidente origen anatéctico reconocidas por Gordillo en las sierras de Córdoba, por Mirré y Dalla Salda en la sierra de Valle Fértil, y por Rapela y los colegas Toselli en la sierra de Quilmes.

Otro hecho destacable que surge de los estudios de Gordillo es que el basamento migmatítico de Córdoba demuestra haberse consolidado más temprano que en otras áreas de las Sierras Pampeanas situadas al norte y al oeste. Según sus conclusiones, el metamorfismo regional y la migmatización anatéctica fueron procesos consumados enteramente en el Precámbrico; los cuerpos filoneanos tonalíticos emplazados más tarde, alrededor del límite precámbrico-cámbrico, y los batolitos graníticos intruidos en el Paleozoico inferior, son plutones postectónicos que encontraron una roca de caja fría y rígida. En las Sierras Pampeanas noroccidentales, en cambio, las edades isotópicas indican que el basamento mantuvo un alto grado de movilidad durante el Paleozoico inferior, época en que se produjeron los episodios de plutonización sincinemática, inyección magmática, migmatización y metamorfismo regional a los que nos referimos más arriba. Los estudios recientes de Willner, Miller, Toselli y Aceñolaza en la sierra de Ancasti confirman estos hechos.

Cómo se relacionan estratigráficamente terrenos de naturaleza y comportamiento tan diferentes, posiblemente distintos pisos estructurales, ahora puestos en contacto según límites poco definidos o zonas de fractura, es un problema aún no resuelto definitivamente en las Sierras Pampeanas. A esta altura de nuestros conocimientos

podemos pensar, en carácter de hipótesis, que los complejos de grado alto, anatéclicos, representan terrenos precámbricos de mayor antigüedad y evolución más profunda, algunos consolidados tempranamente, como en las sierras de Córdoba, y otros removilizados durante el eopaleozoico, como en la sierra de Quilmes; los terrenos de grado bajo, en cambio, serían elementos precámbricos más jóvenes metamorfizados y migmatizados durante el Paleozoico inferior en condiciones de menor profundidad. Gordillo, que no fue indiferente a este problema, mostraba preocupación al considerar la faja de esquistos de bajo grado que margina el flanco occidental de la sierra de Pocho, en contacto tectónico con los gneises que componen el resto de la sierra.

Gordillo demostró además mucho interés en indicar las diferencias que hay entre las cordieritas de los gneises regionales y aquellas formadas localmente, por metamorfismo de contacto, en los hornfels adyacentes al batolito de Achala. Trató de prevenir interpretaciones erróneas y expuso claramente los rasgos que distinguen a unas y a otras. Su interés por este mineral lo llevó a reconocer en el norte de Córdoba una tercera variedad, distinta genéticamente de las dos anteriores. Un minucioso estudio de los bancos cordieríticos en contacto con el plutón granítico del Pilón, en Orcayana y el cerro Negro, cerca de Soto (1974), le permitió interpretar el origen de esas rocas (cordierititas), compuestas por hasta 70-80 % de cordierita, como productos de un caso extremo de metasomatismo originado por un frente básico proveniente del cuerpo intrusivo. Más tarde, junto con Schreyer y Weding (1979), analizó aún más profundamente la mineralogía de las cordieritas de Soto. Poco después, su trabajo con Rapela (1981) sobre los coeficientes de partición de la paragénesis regional de alto grado cordierita-granate, demostró que los líquidos anatéclicos en equilibrio con los residuos sólidos kinzigíticos tuvieron probablemente una composición granodiorítica.

Pero la mayor preocupación de Gordillo fue sin duda determinar las condiciones de temperatura y presión bajo las cuales se formaron las migmatitas de Córdoba. Para esto aplicó los métodos geotermométricos y barométricos propuestos por Currie en 1971, Thompson en 1976 y Holdaway y Lee en 1977, basados en la composición química de los pares cordierita-granate y granate-biotita. En 1979 comunicó los primeros resultados de estas investigaciones, que completó y dio a conocer en su último trabajo sobre el tema, publicado en 1984. Para las migmatitas de la parte oriental de la sierra de Córdoba obtuvo temperaturas de 700-750° C y presiones de 6,1-6,4 Kb, valores que corresponden a una profun-

dad de alrededor de 23 km; para las del sector occidental iguales temperaturas pero presiones más bajas, 5,6 Kb, equivalentes a una profundidad de 20 km. Debe entenderse que las reacciones que originan la paragénesis cordierita-granate-feldespatopotásico, recalca Gordillo, se producen tanto en condiciones de presión media como baja; por lo tanto, la sola presencia de cordierita no significa necesariamente un metamorfismo de presión baja y su quimismo se modifica de acuerdo con las temperaturas y presiones metamórficas.

Los valores obtenidos en este trabajo, concluyó Gordillo, indican que el metamorfismo y la migmatización en el basamento de Córdoba es de tipo Barrowiano, o sea de presión media, y no de presión baja, o tipo Abukuma, como él y otros colegas habían pensado originalmente, cuando no se conocía bien el campo de estabilidad de la cordierita en función de la presión. Arealmente, el aumento gradual de la presión hacia el este significa que en el sector oriental del basamento están expuestos niveles corticales más profundos, lo cual guarda coherencia con el mayor desarrollo de rocas en facies de granulita al naciente de la Sierra Grande.

Con esto finalizó la brillante carrera científica de Carlos Gordillo, cuya vida de estudiosos transcurrió, en su mayor parte, en su Cátedra de Petrología de la Universidad de Córdoba, ocupado en la investigación y en la enseñanza, estimado por sus colegas y respetado por sus alumnos y discípulos. Trabajó a menudo con medios precarios, algo aislado y solitario, aunque era sin embargo muy accesible y sumamente comunicativo. Solía referirse a veces, con amargura, a las dificultades con que tropieza el desarrollo de la petrología argentina ante la escasez de equipos analíticos modernos. Su total confianza en el conocimiento adquirido por medio de la experiencia, rasgo que lo calificó como uno de nuestros investigadores de espíritu más marcadamente positivista, le impuso la necesidad de analizar en forma exhaustiva el objeto que estudiaba, y a esa tarea se abocó con un método y una laboriosidad ejemplares. Pero tenía una cualidad aún más importante. En cierta ocasión Alberto Einstein se negó a creer que los logros científicos de su colega Max Planck fueran, como pensaban algunos, producto solamente de sus extraordinarios dones de energía y disciplina, y dijo que, en su opinión, el poder que impulsa la actividad del verdadero científico proviene de un estado mental semejante al del devoto o al del amante. Quienes conocieron a Gordillo habrán advertido quizás, detrás de la serena energía con que realizaba su trabajo, un sentimiento de profunda devoción hacia la tarea a la que había de-

Principales trabajos publicados por el Dr. Carlos E. Gordillo

Petrología

- 1955.- GORDILLO, C. E. - Estudio químico-petrográfico del Co. El Pértigo y las rocas magmáticas vecinas - Sierra Norte de Córdoba. *Rev. Fac. C.E.F. y Nat. (UNC)* 17 (3): 3-28, Córdoba.
- 1958.- GORDILLO, C. E. - Estudio químico-petrográfico de las rocas intrusivas de la quebrada del río Primero-Córdoba. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, 40: 141.
- 1966.- GORDILLO, C. E. - Variaciones químico-mineralógicas en el contacto de una aplita con mármol dolomítico. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, 44: 53-60.
- 1967.- GORDILLO, C. E. y A. LENCINAS. Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de los Condores-Córdoba. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, 46 (1): 73-108, Córdoba.
- 1969.- GORDILLO, C. E. y A. LENCINAS. Perfil geológico de la Sierra Chica de Córdoba en la zona del río Los Molinos, con especial referencia a los diques traquibasálticos que la atraviesan. *Bol. Acad. Nac. Ciencias* 47 (1): 27-49, Córdoba.
- 1972.- GORDILLO, C. E. y A. LENCINAS. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *Ier. Simposio Arg. de Geología Regional. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.*
- 1973.- GORDILLO, C. E. - Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba. *Actas V Cong. Geol. Arg.*, 1: 141-152.
- 1979.- GORDILLO, C. E. y A. LENCINAS. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. *II Simposio de Geol. Regional Arg. Acad. Nac. Ciencias, T. I* 577-650, Córdoba.
- 1979.- GORDILLO, C. E. - Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Bol. Acad. Nac. Ciencias*, 53 (1-2): 3-44, Córdoba.
- 1981.- RAPELA, C. W. y C. E. GORDILLO. Coeficientes de partición de litio, rubidio y estroncio entre cordierita y granate paragenéticos. *Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXVI* (2): 180-186.
- 1981.- GORDILLO, C. E. y E. LINARES. Geocronología y petrografía de las vulcanitas terciarias del Departamento Pocho, Prov. de Córdoba. *Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXVI* (4): 380-388.
- 1984.- GORDILLO, C. E. - Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Miscelanea N° 68. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba.*
- 1985.- KAY, S. M., V. MAKSAEV y C. GORDILLO. Middle-Late Tertiary Volcanism over the region of the modern shallowly-dipping Andean Benioff zone (29-32°S). *Am. Geoph. Union Ann. Meet. 1985 (Abstract), Washington.*

Mineralogía

- 1957.- GORDILLO, C. E., E. LINARES y R. POLJAK. Algunas uraninitas y pechblendas de la Rep. Argentina. *Pub. C. N. E. Atómica, Bs. As.* 1 (1).
- 1959.- GORDILLO, C. E., E. LINARES y R. POLJAK. Pechblendas con alto contenido de circonio de Guadacol-La Rioja. *Pub. C. N. E. Atómica, N° 21, Bs. As.*
- 1966.- GORDILLO, C. E., E. LINARES, R. TOUBES and H. WINCHEL. Huemulite a new hydrous Na and Mg vanadate from Mendoza-Argentina. *Am. Mineralogist*, 51 (1-2).
- 1968.- GORDILLO, C. E. Un nuevo estudio de la Helvina de Casa La Plata-Córdoba. *Actas Terc. Jorn. Geol. Arg.* 3: 209-215.
- 1968.- ABELEDO, J., V. ANGELELLI, M. BENYACAR y C. GORDILLO. Sanjuanite, a new hydrated basic sulfo-phosphate of Aluminium from Argentina. *American Mineralogist, USA.* 53 (1-2): 1-8.
- 1976.- GAY, H. D. y C. GORDILLO. Hallazgo de Genthelvita en el cerro Blanco, Tanti (Córdoba). *Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim. Bs. As.*, 7 (3-4): 41-45.
- 1977.- LLAMBIAS, E., C. GORDILLO and D. BEDLIVY. Scapolite veins in a quartz monzodiorite stock from Los Molles, Mendoza. *Am. Mineral., USA.* 62: 132-135.
- 1979.- SCHREYER W., C. GORDILLO and G. WERDING. A new Na-Be-Cordierite from Soto, Argentina and the relationship between distortion Index, Be content and state of hydration. *Contr. Mineral. Petro.* 70: 421-428.
- 1983.- ANGELELLI, V. de, M. K. BRODTKORB, C. E. GORDILLO y H. D. GAY. Las Especies Minerales Argentinas. *Servicio Minero Nacional. Publicación Especial.*

CRONICA DE LA ASOCIACION

LA AGA EN SU 40º ANIVERSARIO

El pasado 30 de junio, la AGA en camino de editar su volumen Nº 40 ha celebrado sus primeras cuatro décadas de existencia y actividad, motivo por el cual hacemos llegar nuestra salutación a los miembros que en la actualidad la constituyen. Nuestro especial reconocimiento también al esfuerzo de los fundadores de la Asociación, a las Comisiones Directivas y a quienes la apoyaron con desinterés para que ésta fructífera continuidad se documentara en la edición ininterrumpida de nuestra Revista, que constituye una de las publicaciones geológicas de mayor relevancia en Latinoamérica.

A la RAGA se agregó posteriormente las Series y Publicaciones Especiales, que de una manera didáctica han permitido a la comunidad geológica del país, contar con valiosos aportes que van mejorando y actualizando el conocimiento profesional, tarea que forma parte del Estatuto de creación de la AGA.

A esta importante función de edición, que ha mantenido la AGA en el nivel científico y profesional de mayor jerarquía, se agrega la realización de cursos de actualización, conferencias y simposios, que en elevado número se han desarrollado en los últimos años. Desde su creación, también la AGA ha auspiciado las Jornadas y los Congresos Geológicos Argentinos, como también muchos Simposios, Reuniones, Conferencia y Paneles en que se ha estimado necesaria la presencia activa de la Asociación.

Asimismo, y como una de las nuevas actividades de la AGA destinadas a difundir el conocimiento geológico entre docentes de Enseñanza Media, se han programado cursos de corta duración sobre Temas de Geología. El objetivo de dichos cursos ha sido el de propender a que los docentes de escuelas secundarias y terciarias accedan a una comprensión actualizada de las disciplinas geológicas.

Desde 1983, el Comité Argentino de Nomenclatura Estratigráfica creado por esta Asociación, ha reiniciado sus actividades tendiendo actualmente como objetivos prioritarios la discusión de un nuevo Código Estratigráfico y la concreción del Léxico Estratigráfico Argentino.

La Asociación Geológica Argentina ha mantenido estrechos contactos con las autoridades de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), de la cual es la única entidad nacional reconocida. Por su intermedio y a través del Centro Internacional para la Formación y los Intercambios Geológicos (CIFEG) la AGA, ha podido organizar cursos del más alto nivel, con la venida de expertos especialmente seleccionados por las citadas organizaciones.

A todas estas realizaciones de los últimos años de actividad, se suma el hecho de tratar de lograr una mayor difusión de su Revista en los ámbitos

científicos y profesionales del exterior. Para ello se ha iniciado una intensa campaña para que nuestra Institución figure en todas las publicaciones de Centros e Institutos de Información Científica, base de datos, publicaciones que divulgan los diferentes temas geológicos, etc. Ellos seguramente redundará en un impulso internacional de reconocimiento de la actividad geológica argentina.

Es momento propicio para agradecer especialmente la colaboración prestada por diversas instituciones del país, que nos apoyan económicamente a solventar los cada vez mayores costos de impresión. En especial nuestro reconocimiento al CONICET y la CIC Prov. de Bs. As., como asimismo a todos los Miembros Benefactores y Protectores de la AGA. Estos aportes han permitido, que a partir de este número la Revista pueda salir impresa mediante composición en frío, a través de modernas técnicas electrónicas, que permitirán agilizar la edición de nuestras publicaciones. Como es tradición, la A.G.A. se encuentra firmemente decidida a mantener la regularidad de publicación, mejorando aún más si es posible la calidad de impresión y el nivel científico y profesional de los trabajos.

COMENTARIOS

IIº CONGRESO GEOLOGICO DE BOLIVIA COCHABAMBA, 10-15/9/84

El palacio Portales que constituye un pequeño Versalles, realizado por Simon I. Patiño, magnate del estaño del pasado inmediato boliviano, como a su vez es un importante centro cultural de la Fundación que lleva su nombre, se constituyó en la sede de las reuniones de los geólogos bolivianos a los que acompañaron, la misión británica dedicada al estudio del Escudo Precámbrico en el Subandino Boliviano, otra comisión de estudios especiales del Japón en el campo de la Mineralogía, y la representación de quienes suscriben la presente.

En el acto inaugural, los oradores Ing. Víctor Ricaldi presidente del Congreso, el Ing. Raúl Carrasco gerente de Y.P.F. y el Dr. Fernando Urquidí de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia, analizaron el desarrollo minero y su papel preponderante en la economía del país, destacándose asimismo dicha problemática en el marco geológico actual y de sus proyecciones metodológicas. Las sesiones ocuparon dos salas de funcionamiento simultáneo y ordenadamente dispuestas para las exposiciones, de acuerdo con horarios y calendario preestablecidos.

El temario correspondiente a la "Sala A" consistió en Geología Regional, Geología Económica,

Geoquímica y Paleontología; en la "Sala B", sobre Hidrología, Geotecnia, Hidrogeología, Exploración Minera, Minería, Metalurgia e Informática, disciplina ésta donde los colegas bolivianos presentaron numerosos trabajos. Así, en orden a nuestras apreciaciones sobre el cuerpo de exposiciones realizadas, puede estimarse que la tradicional minería de los filones polimetálicos de dicho país cuenta ya con márgenes de escasez en relación al valor económico habiéndose hecho necesaria la apertura de nuevos estudios y exploraciones, actualizándose la metodología geológica. En consecuencia, pasaron a ser explotados con rango económico aquellos yacimientos de tipo secundario y de aluviones. Precisamente a partir de este año, dichas tareas se verán apoyadas por el servicio satelitario SPOT francés, complementando así el de otros servicios similares que había en existencia.

Es oportuno, además, destacar la especialización alcanzada por los profesionales del vecino país, mayormente lograda en los principales centros europeos como así también los medios para equipamiento en esas distintas especialidades que cuentan tanto en los ambientes universitarios y los de investigación minera.

Finalmente se deja constancia de los homenajes rendidos en dicho congreso a los doctores Javier Muñoz Reyes y Federico Ahlfeld en la apertura y durante la reunión de camaradería y ceremonia de clausura. Nuestra representación rindió a su vez un homenaje al Dr. Ahlfeld en nombre de los geólogos argentinos, entregando a su señora esposa Doña Ilsegrit de Ahlfeld copia del tabajo biográfico que el Ing. Victorio Angelelli publicara en la Revista de la Asociación Geológica Argentina.

Constituidas las nuevas autoridades de la Sociedad Geológica Boliviana, informaron que tentativamente la realización del próximo III^o Congreso Geológico de Bolivia, tendrá lugar en la ciudad capital de La Paz, en 1986.

Rubén I. Fernández

Juan C. Porto

YACIMIENTOS METALIFEROS DE LA REPUBLICA ARGENTINA

V. Angelelli, 1984, 2 tomos; 1-704p., Ed. CIC (Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires), La Plata.

El Ingeniero Angelelli en cooperación con jóvenes colaboradores de la Cátedra de Geología Económica, los licenciados R. Etcheverry, C. Tommasi y A. González, han actualizado sus dos obras famosas anteriores. La pionera que data del año 1941, denominada "Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina" editada por la Dirección de Minas y Geología de la Nación, conocida como Boletín 50. La segunda "Recursos minerales de la República Argentina" fue editada en 1950 por el Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia e impresa en la tradicional Imprenta Coni.

Asoc. Geol. Arg. Rev. XL (1-2)

Esta flamante actualización impresa mediante el sistema off-set se debe a una encomiable iniciativa de la CIC la que publicó este minucioso trabajo de recopilación de los conocimientos que se tienen de los recursos metalíferos del país; esta actualización correspondiente a los últimos 34 años abarca un período muy dinámico en la exploración geológico-minera del territorio. Es por ello que esta obra era muy esperada en los medios profesionales así como en los empresarios dedicados a la prospección y exploración dirigidas en particular al desarrollo minero.

En esta nueva edición se vuelcan en apretada síntesis los recientes hallazgos y descubrimientos logrados por varios grupos de trabajo de diferentes instituciones y de particulares. En este sentido aparecen novedosos tópicos sobre cobre diseminado, uranio y torio.

La estructura general de la edición comentada es similar a las anteriores con el agregado de una primera parte donde se reseña la evolución de la industria extractiva, se hace un esbozo de los ciclos metalogénicos y se resumen cifras de producción, explotación, importación y reservas posibles de los minerales metalíferos.

Es conocido por las ediciones precedentes, el poder de síntesis del autor el que con una característica claridad describe en pocas líneas los datos y elementos importantes: ubicación, geología, mineralogía, laboreos y demás exploraciones, leyes, reservas, etc.

Esta compilación en dos tomos de una amplia información dispersa en diferentes instituciones, universidades y empresas privadas, permitirá a los interesados en los yacimientos metalíferos una pronta información sobre los temas de su interés, junto con una adecuada lista bibliográfica.

Alejo Brodtkorb y Milka K. de Brodtkorb.

MAPA METALOGENETICO DE AMERICA DEL SUR

El Ministerio de Energía y Minas de Venezuela, con la cooperación de UNESCO, da a conocer, en 1983, el mapa del epígrafe en escala 1:5.000.000, excelente obra por su contenido e impresión, en la que se ha volcado un total de 2.323 depósitos metálicos y no metálicos, con una participación, entre la de otros países, de 756, 388 y 322 correspondientes a Brasil, Argentina y Chile, respectivamente. Su conducción estuvo a cargo de la coordinadora continental Cecilia Martín F. de Venezuela.

La confección de este extenso trabajo se gestó como una propuesta tomada por la Comisión del Mapa Geológico Mundial en París (1972). En 1973 se inician las tareas con recopilación de antecedentes y de consultas varias a través de reuniones de coordinadores regionales, en el período 1974-1979, para finalizar en París en 1980. Se definen tres grupos de trabajos, integrando el III la Argentina, Bolivia, Chile y Perú. En su preparación intervienen las investigaciones realizadas por los Servi-

cios Geológicos de cada país, como asimismo las de instituciones oficiales y privadas, e incluso de los EE.UU. y Francia.

Dos hojas de 1,15 x 0,80 m representan el mapa en consideración, de espléndida claridad y adecuado colorido, con múltiples referencias en cuanto a los símbolos geológicos, tectónicos y metalogénicos utilizados, y, además, acompañada de un texto aclaratorio de 87 páginas, redactado en castellano, portugués e inglés.

En lo referente a la metalogénesis, ésta se refiere a las áreas que comprende el Escudo de Guayana, Cordillera de los Andes (Septentrionales, Centrales y del Sur) y Caribe Meridional, con indicación de su principal grado de mineralización.

La simbología empleada en la individualización de cada depósito, se sintetiza así: **tamaño**, se establecen tres categorías (grande, mediano y pequeño) con especificación de su tonelaje y acorde al mismo el tamaño del **núcleo**, el que está representado por 5 formas (círculo, cuadrado y rombos), con distinción de 11 colores, según la naturaleza del elemento o mineral; se destaca el **ambiente geológico**, en que se localiza el depósito, mediante guiones alrededor del núcleo, 15 clases (rocas sedimentarias, volcánicas, metamórficas, ígneas) y la **clase geológica** de la concentración mineral, por la coloración del anillo alrededor del núcleo (depósitos pegmatíticos, de reemplazo, vetas, disseminaciones, detríticos, etc.), 11 distinciones. Respecto a la **edad** de la mineralización ella se simboliza por guiones del anillo de manera de un "reloj" geológico (Arcaico, Proterozoico, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico). Se hace una distinción acerca de la **naturaleza química** del mineral, en el sentido de posición del símbolo de cada elemento o mineral; vertical e inclinada; en el primer caso, sin subra-

yar: metales y óxidos, subrayado los sulfuros y sulfosales y subrayado con puntos, silicatos. En igual forma para los no metálicos: sulfatos y nitratos, carbonatos y fosfatos y haluros, respectivamente. Las provincias metalogénicas son señaladas con llaves que encierran depósitos y de variados colores de acuerdo con la naturaleza del elemento o mineral. En la parte final del texto aclaratorio, se reúnen los depósitos tratados en 18 páginas, ordenados por país, con indicación de su número, designación, coordenadas, código y mineral.

De esta obra la metalogenia argentina fue cubierta por I. Schalamuk, A. Arrospide y R. Auriemma como aporte del Museo de La Plata, en la que se hace referencia a 339 depósitos metalíferos y 49 a no metalíferos (talco, asbesto, azufre, fluorita, baritina-celestina, boratos, sales de sodio y yeso).

Esta nueva contribución a las características de nuestro acervo mineral, que supera y actualiza la expuesta, como primer ensayo, en lo inherente a los recursos metalíferos, en el conocido Mapa Metalogénico de la República Argentina, en escala 1:2.500.000, publicado en 1969 por la entonces Dirección Nacional de Geología y Minería, me conlleva a pensar si no sería conveniente la preparación de una nueva carta, siguiendo la simbología señalada, en la escala arriba indicada. Avala este pensamiento el hecho de contar con el nuevo plano geológico del país a la vez que estudios actualizados sobre nuestros yacimientos metalíferos y no metalíferos.

Ing. Víctor Angelelli

QUINTO CONGRESO INTERNACIONAL
DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
Buenos Aires - Argentina - Octubre 20 - 25 1986

Auspiciado por INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY
y ASOCIACION ARGENTINA DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA

TEMARIO

1. Investigaciones geológico ingenieriles de macizos rocosos para obras civiles y explotaciones mineras.

- Prospección geológica y geofísica de macizos. Correlación de resultados.
- Clasificaciones geomecánicas. Aplicaciones prácticas.
- Excavaciones superficiales y subterráneas de grandes dimensiones. Problemas de tensiones.
- Técnicas de ensayo y exploración para equipos tuneleros.
- Auscultación de macizos rocosos, técnicas y resultados.

Relator General: Dr. R. Olivera (Portugal)

Panelistas: Prof. Wang Sijing (China), Dr. W. Sander (Argentina)

2. Problemas de geología ingenieril relativos a fundaciones y excavaciones en rocas débiles.

- Prospección geológica y geofísica de rocas débiles. Características y clasificación.
- Fundaciones, drenaje o impermeabilización de rocas débiles.
- Excavaciones subterráneas.
- Excavaciones subterráneas.
- Comportamiento de zonas estructurales de debilidad y su tratamiento.

Relator General: Dr. Ing. D. Deere (U.S.A.)

Panelistas: Ing. O. Varde (Argentina), Dr. E. Corring (U.S.A.)

3. Aspectos de geología ingenieril relativa a fundaciones en suelos.

- Suelos colapsibles y expansivos.
- Suelos lateríticos y residuales.
- Licuación de suelos y problemas dinámicos.
- Estabilización de suelos.

Relator General: Prof. Dr. J. Jiménez Salas (España)

Panelistas: Dr. V. Osipov (U.R.S.S.), Ing. E. Nuñez (Argentina)

4. Problemas de geología ingenieril relacionados con aprovechamientos hidráulicos e hidroeléctricos.

- Condicionantes geomorfológicos, geológicos y estructurales en la implantación de obras.
- Deslizamientos y estanqueidad en cuencas de embalse artificiales.
- Metodologías de estudio en problemas sismotectónicos.
- Presas de embalse en valles de llanura.

Control de inundaciones.

- Materiales de construcción: suelos y rocas.

Relator General: Dr. A. Pautre (Francia)

Panelistas: Dr. B. Zacalik (Argentina), Dr. J. Parabouchev (U.R.S.S.)

5. La geología ingenieril en el desarrollo de obras viales, ferroviarias, costeras y estructuras "off shore".

- Prospección geológica y geofísica en la selección de trazados.
- Fundaciones de viaductos, terraplenes puentes, puentes y estabilidad y socavón de terraplenes.
- Erosión y sedimentación en obras portuarias. Dragado y refulado.
- Materiales de construcción: suelos y rocas.

Relator General: Dr. A. García Yagué (España)

Panelistas: Dr. C. Saenz Ridruejo (España), Dr. D. G. Price (Holanda)

6. Aspectos de geología ingenieril en la planificación ambiental y en áreas urbanas.

- Elaboración de cartas geotécnicas.
- Banco de datos de sondeos y ensayos.
- Excavaciones y canalizaciones en medios urbanos.
- Obras subterráneas.
- Problemas derivados de la explotación intensiva de acuíferos.
- Materiales de construcción.

Relator General: Dr. N. Chiozzi (Brasil)

Panelistas: Dr. M. Matula (Checoslovaquia), Dr. A. Shadmon (Israel)

COLOQUIO A: La geología ingenieril en los aprovechamientos de ingeniería geotérmica.

Presidente: Prof. Dr. A. Merla (Italia)

Vicepresidente: Dr. R. Mon (Argentina)

COLOQUIO B: La geología ingenieril en relación con las obras conexas de desechos nucleares.

Presidente: Dr. E. Langer (R. F. Alemania)

Vicepresidente: Dr. P. Stipančić (Argentina)

Para inscripción e informes:

Secretario: Lic. Carlos A. Di Salvo
Vº Congreso Internacional de Geología
Aplicada a la Ingeniería

Moreno 584 - 9º piso, 1091 - Buenos Aires
- Argentina.

**Este libro se terminó de imprimir en los talleres
gráficos de ZLOTOPIORO S.A.C.I.F., sito en la
calle Sarmiento 3149, Buenos Aires, R. Argentina**

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos (agotado).

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976. E. Linares.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N° 10 CATALOGOS DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. IV. Años 1979-1980 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. III. Años 1977-1978. E. Linares.
- N° 11 MODELOS DEPOSICIONALES CARBONATICOS, Albert V. Carozzi.

Serie C - Reimpresiones

- N° 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70. P. Groeber.

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:
MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XL - N^{os.} 1-2

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión N ^o 2612
	FRANQUEO PAGADO Concesión N ^o 3667

CONTENIDO

Homenaje al Profesor Dr. Armando F. Leanza	1
Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos evolutivos de La Esperanza, provincia de Río Negro CARLOS W. RAPELA Y EDUARDO LLAMBIAS	4
Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas ROBERTO SCASSO Y JOSÉ MENDIA	26
La franja con mineralización schelitica entre el dique La Florida y Paso del Rey MILKA K. DE BROTKORB, NORMA PEZZUTI Y ALEJO BROTKORB	51
La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno MARIO MAZZONI	60
Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut GUIDA ALIOTTA	69
Los peces de la Formación Yacoraite (Cretácico tardío-Terciario, Noroeste argentino) como indicadores de salinidad ALBERTO L. CIONE Y STELLA M. PEREIRA	83
La mina de hierro del Nevado de Acay, provincia de Salta, un depósito tipo Skarn LIDIA MALVICINI	89
Las manifestaciones de greisen de la sierra de Fiambalá, Catamarca ALBERTO ARROSPIDE	92
<i>Notas Breves</i>	
Presencia de ritmitas en la Formación Sauce Grande, Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires OSCAR LOSADA Y ROBERTO SCHILIZZI	114
Sobre la edad de las vulcanitas del extremo noroeste de la sierra de la Lagunita Salada, provincia del Chubut RAMÓN CARROLI Y ALBERTO E. HURTADO	117
El granito especializado (Sn, W, Li, Rb, Cs, P) de los Alisos, Tucumán ALEJANDRO TOSELLI, JUANA N. ROSSI DE TOSELLI, JULIO SAAVEDRA, ANTONIO GARCÍA, ROBERTO DÍAZ TADDEI, EDGARDO FARIAS, MARÍA MEDINA	120
Fosfatos triásicos en la Formación Cacheuta, provincia de Mendoza OTTO MASTANDREA, CARLOS HUGO, HÉCTOR LEANZA, CARLOS OBLITAS Y ALICIA SPIEGELMAN	124
<i>Comentario</i>	
Consideraciones sobre algunos rasgos geomórficos de la provincia de Entre Ríos EMILIO F. GONZÁLEZ DÍAZ	127
<i>Réplica</i>	
Nuevas consideraciones sobre los tipos de suelos de la provincia de Entre Ríos SARA KERLEÑEVICH	128
<i>Nota Necrológica</i>	
Dr. Carlos E. Gordillo (1925-1984)	131
Crónica de la Asociación	136
Comentarios	136

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.