

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIII - N° 2
Abril-Junio
Buenos Aires 1978

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

(1977-79)

Presidente: DR. NORBERTO MALUMIÁN; *Vicepresidente:* DR. CARLOS L. AZCUY; *Secretaria:* DRA. MILKA K. de BRODTKORB; *Tesorero:* DR. VICENTE MÉNDEZ; *Vocales titulares:* DR. VICTOR A. RAMOS, DR. RICARDO VARELA y LIC. GUILLERMO E. TURAZZINI; *Vocales suplentes:* LIC. MATEO A. TURIC, LIC. JUAN V. PLOSKIEWICZ y LIC. ROBERTO M. SARUDIANSKY.

REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS; *Coordinador:* LIC. FRANCISCO E. NULLO.

EDITORES RESPONSABLES

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. CARLOS GORDILLO, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. MARIO TERUGGI, DR. JUAN CARLOS M. TURNER y DR. MARCELO R. YRIGOYEN.

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Delegación Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Córdoba 77
Delegación Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Univ. de Catamarca, 4700 Catamarca
Delegación Córdoba: Sr. Angel E. Massa, Pellegrini y Calle 8, Suc. N° 9
Delegación Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Distr. Geol. YPF, General Mosconi
Delegación Jujuy: Dr. Ricardo Bagalciaga, Mina Aguilar, Dto. Geología, 4634 Jujuy
Delegación La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, Urquiza 768, P. 9, d. 1
Delegación La Plata: Dr. Ricardo Varela, Museo de La Plata, Paseo del Bosque
Delegación Mendoza: Lic. J. C. Zanettini, Cent. de Exp. Minera I, Allaymé y G. Cruz, S. José.
Delegación Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518
Delegación Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246
Delegación Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno
Delegación Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57
Delegación San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabó de Greco, ITNAS - C.C. 57
Delegación San Carlos de Bariloche: Dra. Guida Aliotta, C.C. 138
Delegación Santa Fe: Dra. Hetty Bertoldi de Pomar, Grand Bourg 4352
Delegación San Juan: Dr. Juvenal Jorge Zambrano, Mendoza 389 - Sur
Delegación San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294 - 5700
Delegación San Miguel de Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña, Balcarce 42
Delegación Santa Rosa: Dr. José Antonio de Ormaechea, Pasaje 2, n° 245, B° Independencia
Delegación Vespucio (Salta): Dr. Federico Madel, Distr. Geol. YPF
Delegación Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, Mendoza 140
Delegación Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Dr. Guillermo Turazzini (Córdoba 1345 - 7° p.)
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Luis Alberto Soruco (25 de Mayo 145)
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dr. Juan Spikermann (Libertador 8250)
Comisión Nacional de Estudios Geohelífisicos: Dr. Jorge F. Kimsa (Busolini 1661, San Miguel)
Consejo Federal de Inversiones: Dr. Roberto M. Sarudiansky (San Martín 871)
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez (Cabildo 63)
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azcuy (Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez)
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídrica: Lic. Corina R. de Ganduglia (Viamonte 1145 1° p.)
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi (Angel Gallardo 470)
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Isolina Díaz Peña (M. T. de Alvear 1842)
Secretaría de Minería: Lic. Julio Lage (Avda. Santa Fe 1548)
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Gerardo Perillo (Montes de Oca 2124)
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann (Diag. Roque Saenz Peña 1190)
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dr. Gualter Chebli (Diagonal Norte 777)

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa, Lamin. Seção de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Río de Janeiro
Dr. I. de Madeiros Tinoco, Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492
Dr. Oscar Röster, Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899, 01.00 São Paulo
Chile: Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.
Bolivia: Dr. Arturo Castaño, Casilla Correo 96, La Paz.
Venezuela: Dr. Oscar Odreman R., Dirección de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Centro Simón Bolívar, Torre Norte, piso 19, Caracas.

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXIII
Buenos Aires 1978

This One



68B4-30L-7FPJ

OXIDOS DE VANADIO EN CALIZAS: SU PRESENCIA EN EL YACIMIENTO URCAL, PROVINCIA DE LA RIOJA

MILKA K. DE BRODTKORB *

* Servicio Minero Nacional, CONICET, Carrera del Investigador Científico.

Resumen

El yacimiento Urcal, provincia de La Rioja, es un pequeño depósito en el que fue explotada tyuyamunita y metatyuyamunita. Estas se localizan en una zona intensamente diaclasada que afecta a los conglomerados calcáreos del miembro Cabeza de Montero, de la Formación Volcán, de edad carbónica, y a las micritas de la Formación San Juan, de edad ordovícica. Localmente se observan "bolsones" negruzcos de 20-50 cm de diámetro, algo pulverulentos. En los cortes pulidos efectuados sobre este material se ha encontrado una sucesión de minerales de vanadio que siguen esta serie de oxidación: karelianita, montroseita, doloresita, duttonita, pascoita. Asociadas a ellas se observó coffinita, piritita, marcasita, galena y tetraedrita. En este trabajo se describen las características ópticas y texturales de las especies encontradas. La génesis de la karelianita se atribuye a un proceso de reducción de los cationes portados por aguas circulantes que precipitaron su contenido en el diaclasamiento mencionado. La posterior oxidación, provocada por meteorización, dio origen a los demás óxidos de vanadio.

Introducción

Durante el estudio mineralógico del yacimiento Urcal, realizado en el Laboratorio de la Gerencia de Materias de la Comisión Nacional de Energía Atómica, se encontró una paragénesis poco frecuente de minerales de vanadio. En un reciente viaje a la zona la autora pudo compenetrarse de la geología del área y recoger más material para su estudio.

La investigación de estos óxidos de vanadio demandó una extensa consulta en la bibliografía, siendo muy escasos y parciales los estudios realizados hasta ahora. En este trabajo se describen las características ópticas, texturales y paragenéticas de las especies encontradas, como así también las consideraciones genéticas de su origen.

El yacimiento Urcal está situado a aproximadamente 30 km al oeste de la localidad de Guandacol, provincia de La Rioja. El acceso se realiza a través de la quebrada del río Guandacol hasta el puesto "Pie de

Abstract

The Urcal mine in the province of La Rioja, is a small deposit where tyuyamunita and metatyuyamunita were exploited. These minerals are located in a dense fractured zone developed on the calcareous rocks of the Cabeza de Montero, member of Volcan Formation (Carboniferous age) and in the micrites of San Juan Formation (Ordovician age). Small pockets up to 20-50 cm of diameter were observed. The polished sections show the following oxidation series of vanadium minerals: karelianite, montroseite, doloresite, duttonite, pascoite, associated with coffinite, pyrite, marcasite, galena and tetraedrite, whose optical and textural characteristics are described. Cation reduction from ground-waters and following precipitation in a fractured zone are assumed to be the origin of karelianite. The consequent oxidation of this mineral produced by weathering the remaining oxide minerals.

Cuesta" para luego seguir la huella que llega a los yacimientos La Helvecia, Urcal y Urcuschún.

La autora desea expresar su reconocimiento al colega H. Nicolli por las opiniones vertidas sobre la geoquímica del vanadio.

Geología del área del yacimiento Urcal

El yacimiento Urcal se encuentra ubicado en los conglomerados calcáreos del miembro Cabeza de Montero perteneciente a la Formación Volcán de edad carbónica (Brodtkorb, M. y A. Brodtkorb, 1977) y en calizas (micritas) de la Formación San Juan, de edad llanvirniana, que infrayacen al Conglomerado Cabeza de Montero y que son alcanzadas en el pique principal. Sobre los conglomerados se apoyan en discordancia angular las areniscas del miembro superior de la Formación Volcán. Andesitas en for-

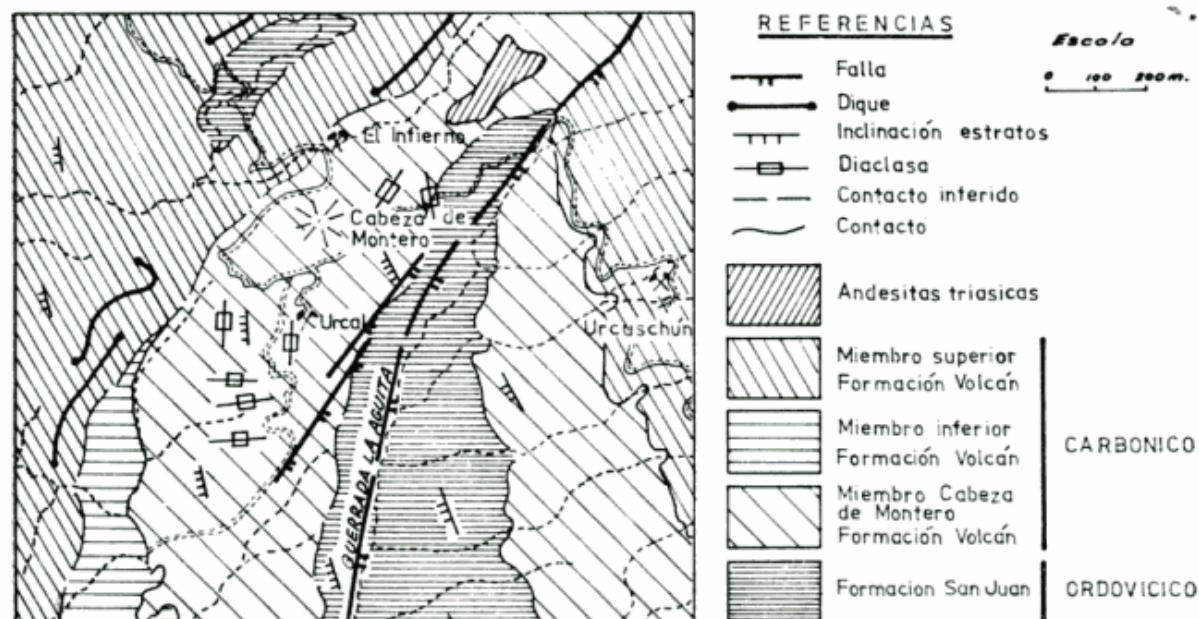


Fig. 1. — Geología del área de la mina Urcal.

ma de diques o filones capa intruyen a los anteriores, siendo de posible edad triásica (fig. 1).

Estructuralmente el depósito se halla ubicado en el faldeo occidental de la sierra de Urcuschún que configura una gran estructura monoclinical con leves flexiones que modifican su rumbo de N 30° W a N 5° E e inclinación variable hacia el oeste. Las flexiones están condicionadas por la estructura del basamento. Este delimita zonas de hundimiento y fracturación gravitacional que se propaga a la cubierta paleozoica. A poco menos de un kilómetro de la mina, en la quebrada de La Agüita corre una falla directa, con un rechazo máximo medido de 200 m, en cuyo bloqueo elevado se sitúa la mina Urcal. Asociadas a ella hay una serie de fallas gravitacionales secundarias. En este bloque elevado se observa un conspicuo diaclasamiento que disminuye en densidad e intensidad hacia el norte y sur de la mina.

El yacimiento

La principal mena fue de tyuyamunita y metatyuyamunita, encontrándose las tapizando el intenso diaclasamiento que existe localmente. Hacia profundidad se hacen menos marcadas las diaclasas y los vanadatos de uranilo son más escasos hasta desaparecer. En algunas zonas se ubican "bolsones" de 20 a 50 cm de diámetro de color negruzco,

mate, de aspecto pulverulento, que presentan eflorescencias anaranjadas de pascoita. Estos bolsones son los portadores de la mineralización de los óxidos de vanadio, de la coffinita y de los sulfuros. A simple vista no se sospecha la gran variedad mineralógica que ofrece la visión microscópica de esos bolsones negros.

La exploración del área se realizó mediante un intenso laboreo consistente en trincheras y piques, y la explotación se efectuó en pequeña escala. El principal cuerpo, subvertical, presentó a lo largo del rumbo un desarrollo de 40 m con anchos variables de 0,5 a 2 metros y una extensión vertical de 12-14 metros.

Mineralogía

a) GENERALIDADES

En los años comprendidos entre 1950 y 1960 se encontraron numerosos minerales nuevos de vanadio debido al intenso estudio de los yacimientos de uranio de tipo Plateau del Colorado, ya que el uranio está frecuentemente asociado al vanadio para formar los vanadatos de uranilo. Estas determinaciones fueron realizadas fundamentalmente por rayos X, cuentan generalmente con escasos datos ópticos cuando son minerales transparentes y casi ninguno cuando son opacos.

En 1958, Evans y Garrels publicaron un importante trabajo sobre el equilibrio termo-

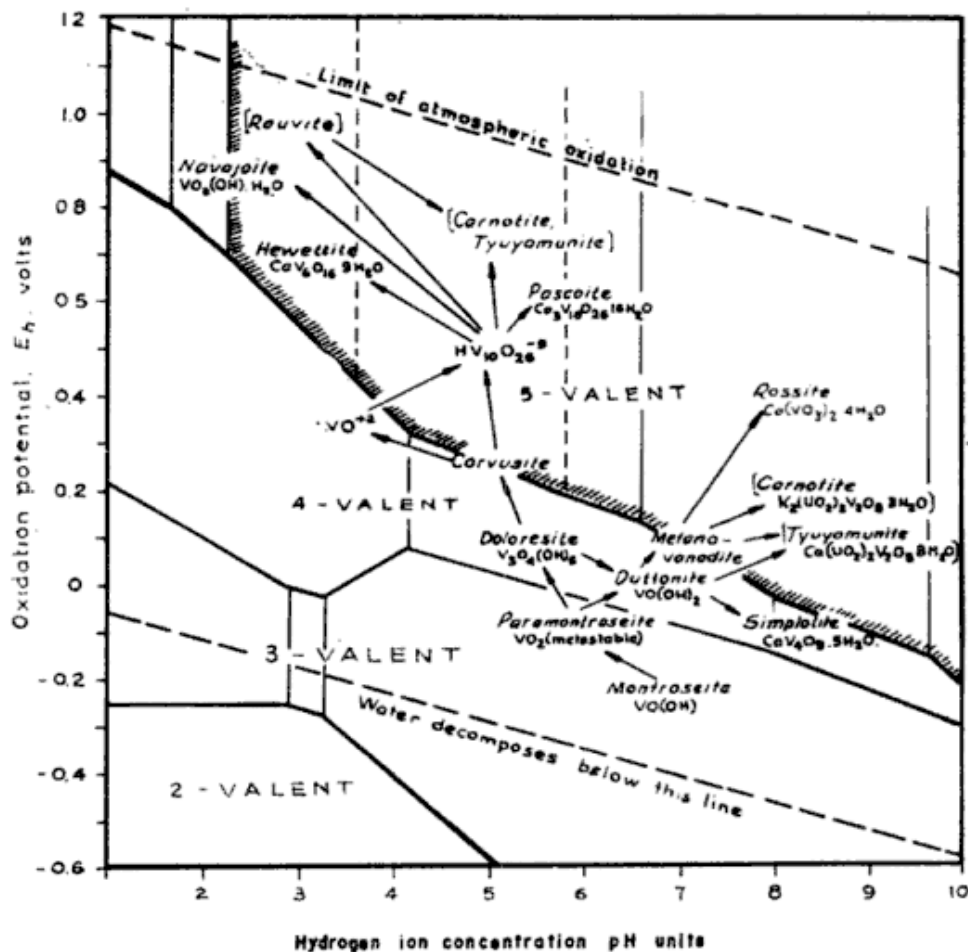


Fig. 2: Según H. T. Evans y R. M. Garrels (1958)

dinámico del vanadio en sistemas acuosos, aplicado a la interpretación de los depósitos del Plateau del Colorado. Los minerales de vanadio son ubicados en zonas de estabilidad dentro del diagrama de equilibrio (fig. 2) y consideran una secuencia de alteración que muestra los cambios que ocurren en las menas de vanadio en condiciones de meteorización. Los mencionados autores proponen que la montroseita es el mineral primario de vanadio, ya que ante la ausencia de V_2O_5 en las areniscas del Plateau del Colorado, el $VO(OH)$ sería la fase más estable a temperatura de formación. Existirían dos caminos en la secuencia de meteorización: El primero está definido por condiciones ácidas, características de zonas de concentraciones de óxidos de vanadio primarios dentro de areniscas y en presencia de pirita, y sigue la secuencia: montroseita, paramontroseita, doloresita, corvusita, pascoita, hewettita y carnotita. El segundo estaría representado por condiciones más alcalinas, donde está ausente la pirita y es común la calcita, y comprende la secuencia: montroseita, pa-

ramontroseita, duttonita, simplonita, melano-vanadita, rossita y carnotita.

Como se puede apreciar, los minerales de vanadio más reducidos son de valencia 3 pasando a valencia 4 en una primera oxidación, correspondiendo ambas a especies ópticamente opacas. Con la posterior oxidación, y ya por encima del nivel de agua, se encuentran los vanadatos (valencia 5), que corresponden a minerales transparentes.

En 1964, Geoffroy, Cesbron y Lafforgue publican sus primeras observaciones con datos ópticos sobre los minerales de vanadio de Mounana, Gabon. Cesbron (1970) retoma el problema de los minerales de vanadio sólo en el aspecto cristalográfico, pero aún no se publicó el trabajo mineralógico final de ese yacimiento.

b) DESCRIPCIÓN DE LAS ESPECIES PRESENTES EN EL YACIMIENTO ÚRCAL

Para los fines de una descripción se pueden reunir los minerales presentes en este depósito en 3 grupos:

Minerales de vanadio	Minerales de uranio	Sulfuros
karelianita	coffinita	pirita
montroseita	tyuyamunita	marcasita
doloresita	metatyuyamunita	galena
duttonita	metatorbernitita	tetraedrita
pascoita		

1) Minerales de vanadio

Karelianita V_2O_3 Trigonal

Es conocida en dos ambientes completamente diferentes. Fue descrita por primera vez perteneciente a una paragénesis de alta temperatura, por Long *et al.* (1963) quienes la encontraron en rodados pertenecientes a la mena de Outokumpu, Finlandia. Allí la karelianita se presenta en cristales prismáticos de hasta 0,3 mm y está asociada con pirrotina, calcopirita y pirita, habiéndose encontrado inclusiones de estos minerales dentro de la primera. De un análisis efectuado con microsonda resultó la fórmula: $(V_{1.82}Fe_{0.08}Cr_{0.07}Mn_{0.03})O_3$.

El segundo hallazgo de karelianita fue hecho en el yacimiento de uranio de Mounaná, Gabon, por Geoffroy *et al.* (1964). Este yacimiento se halla localizado en areniscas gruesas del Francevilliano inferior (Precámbrico medio). Los minerales de vanadio y uranio están asociados a sulfuros de hierro, plomo, zinc y cobre, encontrándose en la mena primaria coffinita, pechblenda, karelianita y montroseita.

La karelianita de Urcal se encuentra en forma compacta, observándose el hábito prismático de sus cristales (lám. 1, fig. 3 y 4), cuyos tamaños son de promedio de 0,5 mm. Fue determinada por rayos X (se obtuvo el polvo torneando sobre un corte pulido) y su espaciado es idéntico al de Outokumpu y Mounaná.

Las propiedades ópticas de la karelianita de Urcal son las siguientes: color anaranjado fuerte, poder reflector de aproximadamente 20 %, pleocroismo débil, anisotropía fuerte entre rojo bermellón y gris oscuro. Coincidiendo con el diagrama establecido por Evans y Garrels (1958). Siguiendo el diagrama establecido por Evans y Garrels (1958), esta karelianita se altera en sus bordes a montroseita.

Montroseita $VO(OH)$ o $V_2O_3 \cdot H_2O$ Rómbico

Fue descrita por primera vez por Weeks *et al.* (1953). Reconocida en varios yaci-

mientos del Plateau del Colorado, es un mineral abundante en el yacimiento Mi Vida, Utah, (Gross, 1956). Generalmente se presenta en forma de agujas o tablillas cementando areniscas. Su composición fue dada como $VO(OH)$ y otras veces como $(V, Fe)OH$, ya que frecuentemente se observa Fe sustituyendo al V. Se suele observar una oxidación parcial a VO_2 , paramontroseita, según la fórmula dada por Evans y Mrose (1955): $2VO(OH) + \frac{1}{2}O_2 = 2VO_2 + H_2O$.

En Mounana (Geoffroy *et al.*, 1964) la montroseita se presenta en forma de tablillas, algunas veces reemplazando a la karelianita. Sus propiedades ópticas, con luz reflejada, son: color gris con tinte azul, en especial al lado de la karelianita; el poder reflector es más bajo que la misma, el pleocroismo es débil y la anisotropía fuerte, entre gris amarillento y pardo negruzco.

Las propiedades ópticas de la montroseita de los yacimientos del Plateau del Colorado no están bien descritas, por lo que no se pueden comparar.

La montroseita del yacimiento Huemul (Brodtkorb, 1966) se presenta bien cristalizada y está incluida en material asfáltico v en calcopirita. En algunos cristales se observa una alteración a paramontroseita.

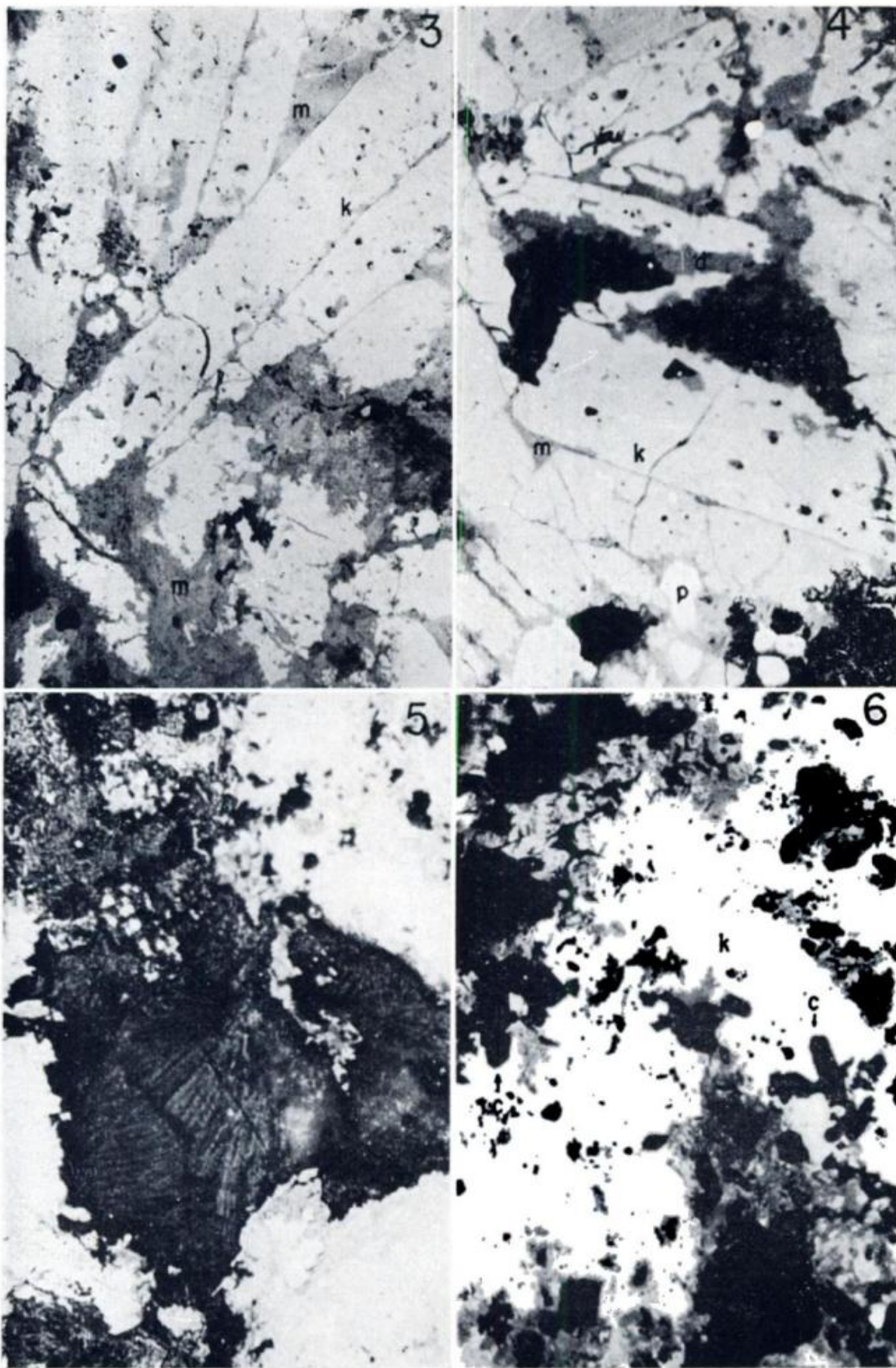
La montroseita de Urcal se forma por alteración de la karelianita y ocupa sus espacios intergranulares (lám. 1, fig. 3, 4 y 5). Las propiedades ópticas observadas son: color celeste, variando con el pleocroismo de celeste grisáceo oscuro a gris pardusco, poder reflector menor del 20 % y anisotropía fuerte entre gris amarillento y gris oscuro.

Aparentemente aquí falta la fase metaestable de paramontroseita, siendo el próximo paso de alteración el de doloresita.

Doloresita $3V_2O_4 \cdot 4H_2O$ o $V_3O_4(OH)_4$
Monoclínico

Fue descrita por primera vez por Stern *et al.* (1957), que la localizaron en numerosos yacimientos del Plateau del Colorado. Según esos autores la doloresita es ópticamente opaca, de color gris, presenta pleocroismo y es fuertemente anisótropa. En la mina "Mi Vida", Utah (Gross, 1956) la doloresita reemplaza a una masa primaria de montroseita. En cambio no ha sido observada en Mounana.

En Urcal se presenta en agregados granulares generalmente entre la montroseita, aunque algunas veces se encuentra en contacto con karelianita (lám. 1, fig. 4) debido proba-



LAMINA I

- Fig. 3. — x 100 Inmersión en aceite. Tablillas de karelianita (k) y su alteración a montroseita (m).
- Fig. 4. — x 120 Inmersión en aceite. Tablillas de karelianita (k), alteración a montroseita (m) y doloresita (d). Pirita (p).
- Fig. 5. — x 120 Inmersión en aceite. Agregados de duttonita.
- Fig. 6. — x 100 Inmersión en aceite. Karelianita (k) y prismas de coffinita (c) asociada.

blemente al reemplazo total de montroseita. Sus propiedades ópticas son: color gris, poder reflector bajo (más bajo que el de montroseita), pleocroismo muy fuerte entre gris pardo claro y gris pardo oscuro y anisotropía muy fuerte, luminosa, entre gris claro y gris oscuro; escasos reflejos internos incoloros.

Duttonita $\text{VO}(\text{OH})_2$ o $\text{V}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Monoclínico

Fue descrita por primera vez por Thompson *et al.* (1957). Es un mineral poco frecuente en los yacimientos del Plateau del Colorado, pero en la mina Peanut es considerado mineral de oxidación de la montroseita.

Para Mounana (Geffroy *et al.*, 1964) es descrito como mineral amarillento-verdoso a verde oscuro. Con luz reflejada el poder reflector es bajo (semejante a doloresita) y posee un fuerte pleocroismo dentro del gris. La anisotropía es fuerte, pero se superpone con los reflejos internos amarillos luminosos.

En Urcal la duttonita se presenta en agregados radiales con clivaje paralelo al alargamiento de las tablillas, con las mismas propiedades ópticas descriptas para Mounana (lám. 1, fig. 5).

Tanto la doloresita como la duttonita se presentan en Urcal de tamaño muy pequeño e intersticialmente y no han podido ser confirmadas por rayos X, habiéndose identificado por las propiedades ópticas descriptas por Geffroy *et al.* (1964) y confirmadas por la sucesión de oxidación dada por Evans y Garrels (1958).

Pascoita $\text{Ca}_3\text{V}_{10}\text{O}_{26} \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ Monoclínico

Se presenta como eflorescencias pulverulentas de un característico color anaranjado en los lugares donde se encuentran los óxidos de vanadio. Fue determinada roentgenográficamente.

2) Minerales de uranio

Coffinita

Es la segunda mención de coffinita en la República Argentina y la primera que este mineral se presenta en cristales idiomorfos. Cristaliza en el sistema tetragonal y su hábito es de prismas más bien cortos terminados en pirámides (lám. 1, fig. 6).

Tyuyamunita, metatyuyamunita y metatorbernita

Fueron determinadas roentgenográficamente dado su carácter pulverulento. Las primeras dos, de color amarillento luminoso, son las que conformaron la mena. La metatorbernita es escasa y se presenta como pátinas de color verde oscuro.

3) Sulfuros

La pirita es muy abundante y se encuentra en cristales idiomorfos y subidiomorfos asociada a diversos minerales de vanadio. Los restantes sulfuros, marcasita, galena y tetraedrita son poco frecuentes, presentándose en la misma paragénesis.

Consideraciones genéticas

En los alrededores de la mina Urcal se encuentran dos mineralizaciones de diferente índole que es necesario mencionar para la interpretación de esta génesis.

Por una parte se encuentra, a unos 5 km al W de Urcal, el distrito minero La Helvecia, que consta de una mineralización de Pb, Zn y baritina en calizas. A través de un reciente estudio (Brodtkorb, M. y A. Brodtkorb, 1977) se determinaron varios tipos de mineralización del cual interesa aquí solo el denominado tipo I, que está formado por una mineralización de Pb, Zn y baritina singenética con la caliza (micrita) de la Formación San Juan, de edad ordovícica. En los informes inéditos de la Comisión Nacional de Energía Atómica sobre el yacimiento Urcal se menciona la presencia de galena, blenda y baritina en las labores subterráneas que parten desde el pique principal y que hoy día no son accesibles. Por las descripciones de esos informes se puede suponer que corresponden al tipo I descrito para el distrito minero La Helvecia.

Por otra parte, encontramos pequeños depósitos de minerales de uranio, por ejemplo el yacimiento Urcuschún (fig. 1) en las areniscas continentales del Carbónico (Belluco *et al.*, 1974) cuyo origen se debe a aguas circulantes que precipitaron sus sales en las areniscas (yacimientos del tipo de Plateau del Colorado).

En Urcal se combinaron varias circunstancias:

1. — El diaclasamiento del conglomerado del miembro Cabeza de Montero y de las micritas de la Formación San Juan infrayacentes.
2. — La presencia de yacimientos de U-V en las areniscas continentales del Carbónico.
3. — La presencia de galena, blenda y baritina pertenecientes a una mineralización del tipo La Helvecia.

La combinación de estos factores hizo que las aguas circulantes provenientes de las areniscas carbónicas y de más altura topográfica, portando iones de U, V, Cu, etc., hayan encontrado en el diaclasamiento un lugar apropiado de precipitación. Las condiciones ambientales hicieron que no solamente precipitaran las sales de uranilo (tyuyamunita, metatyuyamunita, metatorbernita) sino que en parte se redujeran, precipitando karelianita, coffinita y los sulfuros. A partir de la karelianita y por meteorización se formaron luego montroseita, doloresita, duttonita y pascoita. La presencia de galena, blenda, baritina y sus oxidados smithsonita, calamina, etc., mencionados para Urcal (Belluco *et al.*, 1974) son especies de la mineralización mencionada para el Distrito La Helvecia a la que están superpuestos los minerales pertenecientes a la paragénesis U-V.

Los yacimientos de vanadio-uranio del Plateau del Colorado se encuentran en areniscas y sólo se mencionan localidades con U-V en calizas cuando están asociadas accidentalmente a bancos de areniscas. Mounana, Gabon, también se localiza en areniscas conglomerádicas. La mina Tyuya Muyun, en Turquestán (Fersmann, 1930) se encuentra en calizas y está relacionada con relieve

kárstico, es decir, la mineralización fundamentalmente de tyuyamunita precipitó junto con calcita, baritina, yeso, etc., rellenando cavidades kársticas. No se mencionan minerales trivalentes de vanadio. Las características del yacimiento Urcal, es decir la mineralización formada por óxidos de vanadio alojada en rocas calcáreas, posiblemente no sea frecuente y por ello no se encuentran ejemplos similares en otras partes del mundo.

Los esquemas de Evans y Garrels (1958) con respecto a la existencia de dos series de meteorización, una de ellas en condiciones ácidas y en presencia de pirita y otra en ausencia de esta última y en condiciones alcalinas, presentaría aquí una alternativa con la presencia de pirita y calcita recristalizada en ambiente de calizas.

La presencia de karelianita, aquí como en Mounana, como estado más reducido de los óxidos de vanadio, indicaría que la serie de Evans y Garrels podría comenzar con este mineral en lugar de montroseita.

Conclusión

La secuencia de meteorización de los óxidos de vanadio a partir del V_2O_3 , presentes en Urcal, está representada por las siguientes especies minerales: karelianita, montroseita, doloresita, duttonita y pascoita.

Este podría ser el primer hallazgo en el mundo de esta paragénesis de minerales de vanadio en calizas. Por otra parte es la segunda cita de la secuencia de los óxidos de vanadio partiendo desde karelianita (la primera fue Mounana) y la tercera mención de karelianita en el mundo.

Doloresita, duttonita y pascoita son también halladas por primera vez en la República Argentina.

Lista de trabajos citados en el texto

- Brodtkorb, M. K. de, 1966. *Mineralogía y consideraciones genéticas del yacimiento Huemul, prov. de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXI (3).
- Brodtkorb, M. K. de y A. Brodtkorb, 1977. *Estudio geológico y genético de la mina La Helvecia, prov. de La Rioja*. Serv. Min., Nac. Inf. inédito.
- Belluco, A., J. Diez y C. Antonietti, 1974. *Los depósitos uraníferos de las prov. de La Rioja y San Juan*. Actas V Cong. Geol. Arg. II.
- Cesbron, F., 1970. *Mineralogie et Cristallochimie du vanadium. Etude du gisement de Mounana, Gabon*. Tesis doctorado, Fac. Sc. Paris.
- Evans, H. T. y R. M. Garrels, 1958. *Thermodynamic equilibria of vanadium in aqueous systems as applied to the interpretation of the Colorado Plateau ore deposits*. Geoch. et Cosm. Acta, 15: 131-149.
- Evans, H. T. y M. Mrose, 1955. *A crystal chemical study of the vanadium oxide minerals: montroseite and paramontroseite*. Am. Min. 40: 861-875.

- Fersmann, A., 1930. *Die Uran-Vanadium-grube Tuja Mujun in Turquestan*. Abh. prakt Geol. u Bergw. 19 (II).
- Geffroy, J., F. Cesbron y P. Lafforgue, 1964. *Donnés preliminaires sur les constituante profonds des minerais uraniferes et vanadiferes de Mounana (Gabon)* C. R. Acad. Sc. Paris, 259: 601-603.
- Gross, E., 1956. *Mineralogy and paragenesis of the uranium ore, Mi Vida Mine, San Juan County, Utah*. Ec. Geol. 51: 632-648.
- Long, J. V. P., Y. Vuorelainen y O. Kouvo, 1963. *Karelianite a new vanadium mineral*. Am. Min. 48: 33-41.
- Stern, T. W., L. R. Stieff, H. T. Evans y A. M. Sherwood, 1957. *Doloresite, a new vanadium oxide mineral from the Colorado Plateau*. Am. Min. 42: 587-593.
- Thompson, M. E., C. H. Roach y R. Meyrowitz, 1957. *Duttonite, a new quadrivalent vanadium oxide from the Peanut Mine, Montrose County, Colorado*. Am. Min. 42: 455-460.

Recibido: agosto 11, 1977.

EL BASAMENTO METAMORFICO DE LA SIERRA DE QUILMES, REPUBLICA ARGENTINA

ALEJANDRO J. TOSELLI¹, JUANA N. ROSSI DE TOSELLI¹
y CARLOS W. RAPELA²

¹ Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán.

² Instituto de Mineralogía, Petrología, Sedimentología y Geoquímica (IMPSEG), Universidad Nacional de La Plata.

Resumen

La sierra de Quilmes constituye una de las unidades mayores de las Sierras Pampeanas Septentrionales, de la cual se describen aquí las características petrográficas y de yacencia de las metamorfitas y de los cuerpos granitoides que la conforman. Diferentes rasgos genéticos de las rocas metamórficas fueron deducidos previos análisis de dichos datos, conjuntamente con información anterior y nuevas dataciones radimétricas.

Dentro del basamento metamórfico se reconoció la existencia de dos complejos que se diferencian claramente por las características mineralógicas y texturales de los metamorfismos regionales progresivos que predominan en cada caso. El Complejo Agua del Sapo está representado litológicamente por una secuencia que varía de esquistos a gneises, que contienen asociaciones minerales diagnósticas de grado bajo, grado medio (rango almandino + cianita) y grado alto en los gneises; (rango almandino), paragénesis que corresponden al clásico tipo barroviano de alta presión (Winkler, 1967).

El Complejo Tolombón, fue identificado en tres zonas dentro de la sierra, a las que se denomina septentrional, austral y occidental respectivamente, observándose en las dos primeras un claro incremento del grado metamórfico hacia el oeste. Litológicamente se distinguieron dos grupos dentro del complejo, el primero de ellos compuesto por cuarcitas, esquistos, gneises y cantidades menores de noritas anfibolitizadas y granulitas hipersténicas, y el otro compuesto exclusivamente por migmatitas desarrolladas en extensiones regionales en la zona septentrional.

En el estudio de las asociaciones minerales se encontró que es un carácter común a todas las zonas la presencia invariable de cordierita en las rocas de mediano y alto grado. No obstante, se observan ciertas diferencias entre las secuencias progresivas de la zona septentrional (grado medio a alto, rango cordierita + almandino y rango granulita) y la zona austral (grados bajo, mediano y alto, rango cordierita en las dos últimas).

El análisis químico de granates y cordieritas coexistentes permitió estimar mediante cálculos termodinámicos, desarrollados por Currie (1971), las condiciones alcanzadas durante el pico metamórfico que afectó a la zona septentrional del Complejo Tolombón. Las gradientes de P y T

inferidos permitieron establecer que las diferencias en condiciones físicas entre los metamorfismos regionales progresivos de ambos complejos no estaban dadas exclusivamente por la presión, ya que las temperaturas alcanzadas en las zonas de alto grado del Complejo Tolombón superan considerablemente a las correspondientes del Complejo Agua del Sapo.

Abstract

Several petrographical and petrological features of the Sierra de Quilmes (Pampean Ranges, Argentina) are here described. Within the metamorphic basement two units called Agua del Sapo Complex and Tolombón Complex were recognized. The Agua del Sapo Complex is represented by a sequence of progressive metamorphism ranging from schists to gneisses with diagnostic paragenesis of low grade, (Almandine + Kyanite) medium grade and (almandine) high grade (Winkler, 1967).

The Tolombón Complex was identified in three zones named northern southern and western, respectively. The metamorphic grade increases towards the west in the northern and southern zones. Two lithologic groups were recognized: one composed of quartzites, schists gneisses and smaller amounts of hornblende-norites and hyperstene granulites and the other made up of migmatites regionally developed in the northern zone. Cordierite is invariably present in rocks of medium and high grades of the three zones. Nevertheless, certain differences between zones were founded, thus while the sequence of metamorphic grades in the northern zone was (Cordierite + Almandine) medium grade (Cordierite + Almandine) high grade and also (Granulite) high grade, in the southern one low grade and (Cordierite) high grade were present.

Temperatures and pressures were calculated using the thermodynamic method developed by Currie (1971) for coexistent garnets and cordierites. The inferred P, T gradients clearly shown that the differences between complexes are due not only to pressures, but temperatures of high grade zones of Tolombón Complex were considerably higher than the ones corresponding to the Agua del Sapo Complex.

Introducción

En el presente trabajo se describen las características petrográficas del basamento metamórfico de la sierra de Quilmes o del Cajón, integrada esencialmente por esquistos, gneises, migmatitas, esquistos filíticos, cuarcitas y rocas graníticas. El mismo se llevó a cabo mediante trabajos de recopilación bibliográfica, numerosas campañas y por último integración de la información en el gabinete.

El trabajo de campo consistió en la realización del mapeo de las distintas unidades y estructuras sobre la base de fotografías aéreas realizadas por IFTA en escala aproximada 1:50.000 y topografía del Servicio Geológico Nacional, en escala 1:100.000, efectuándose simultáneamente el muestreo sistemático y la medición de estructuras de los distintos tipos litológicos. El trabajo de gabinete consistió en la realización de estudios petrográficos microscópicos, para la identificación y clasificación de las rocas.

La estructura interna del basamento cristalino y el estudio regional de las fases de deformación que lo afectaron no fueron desarrollados en el presente trabajo, siendo estos temas objeto de futuras investigaciones.

Antecedentes

Desde las clásicas investigaciones de Stelzner (1885) y Brackebusch (1891) hasta años recientes, se ha publicado una cantidad de información geológico-petrográfica sobre la sierra de Quilmes. Frenguelli (1937) traslada el esquema estratigráfico propuesto por Rassmuss (1918) para el Aconquija, a la sierra de Quilmes y a las Cumbres Calchaquíes, esquema éste que fue criticado posteriormente por González Bonorino (1950). Ruiz Huidobro (1966) hace una reseña de la falda oriental de la sierra de Quilmes, mientras que Turner (1962 y 1973) y Navarro García (1974) describen en términos formacionales la litología de sectores de la zona occidental del cordón. Caminos (1972) se refiere a su constitución litológica y tectónica dentro del contexto mayor de las Sierras Pampeanas Septentrionales.

La información reciente concierne principalmente a áreas restringidas dentro de la sierra o a temas específicos. Porto (1959) y Peña (1972, 1974) informan sobre las pegmatitas portadoras de moscovita y su importancia económica. Ferreyro *et al.*

(1973) se refieren a aspectos geomorfológicos y tectónicos de la ladera oriental (Valle de Santa María). Cabrera (1973) describe petrográficamente el área de Tres Cerritos, presentando al mismo tiempo edades radiométricas de los cuerpos graníticos de la zona. Toselli *et al.* (1976) delimitan áreas de metamorfismo y migmatización al oeste de Colalao del Valle. Rapela (1976 a y b) realiza estudios petrológicos y geoquímicos entre las quebradas de Tolombón y San Antonio, en el sector nororiental de la sierra. Finalmente, Merodio *et al.* (1975, 1977) efectúan estudios geoquímicos acerca de la distribución estadística de elementos mayoritarios y minoritarios en rocas metamórficas y granitoides de la región de Cafayate.

Geología

Consideraciones generales

La sierra de Quilmes, situada en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, constituye un cordón que se extiende con una longitud de aproximadamente 142 kilómetros en sentido norte-sur, entre los paralelos 26° y 27° de latitud sur; con un ancho máximo que no sobrepasa los 40 kilómetros, entre los meridianos 66° y 66° 23' de longitud oeste. Se encuentra limitada al norte por los ríos Tiopampa y Calchaquí. El río Colorado que la rodea por occidente, al bordear su extremo austral cambia su nombre por el de río Santa María y delimita a la sierra en su extremo sur y este.

Estructuralmente corresponde a un bloque basculado hacia el oeste, aunque sin llegar a desarrollar el típico perfil asimétrico que caracteriza a las Sierras Pampeanas, mostrando las cumbres más altas en su línea media, con cotas de hasta 5000 metros. El basculamiento hacia el oeste se produce por efecto de la gran falla regional que corre a lo largo del Valle de Santa María y que paulatinamente se va alejando del borde de la sierra hacia el eje del valle.

El cordón de Quilmes está compuesto en un 90 % por metamorfitas de diverso tipo y grado metamórfico, en las cuales se hallan intruidos cuerpos granitoides de composición variada situados en los extremos nor y suroriental de la sierra. Dentro del basamento metamórfico se ha reconocido la existencia de dos complejos litoestratigráficos que se diferencian claramente por las características mineralógicas y texturales de

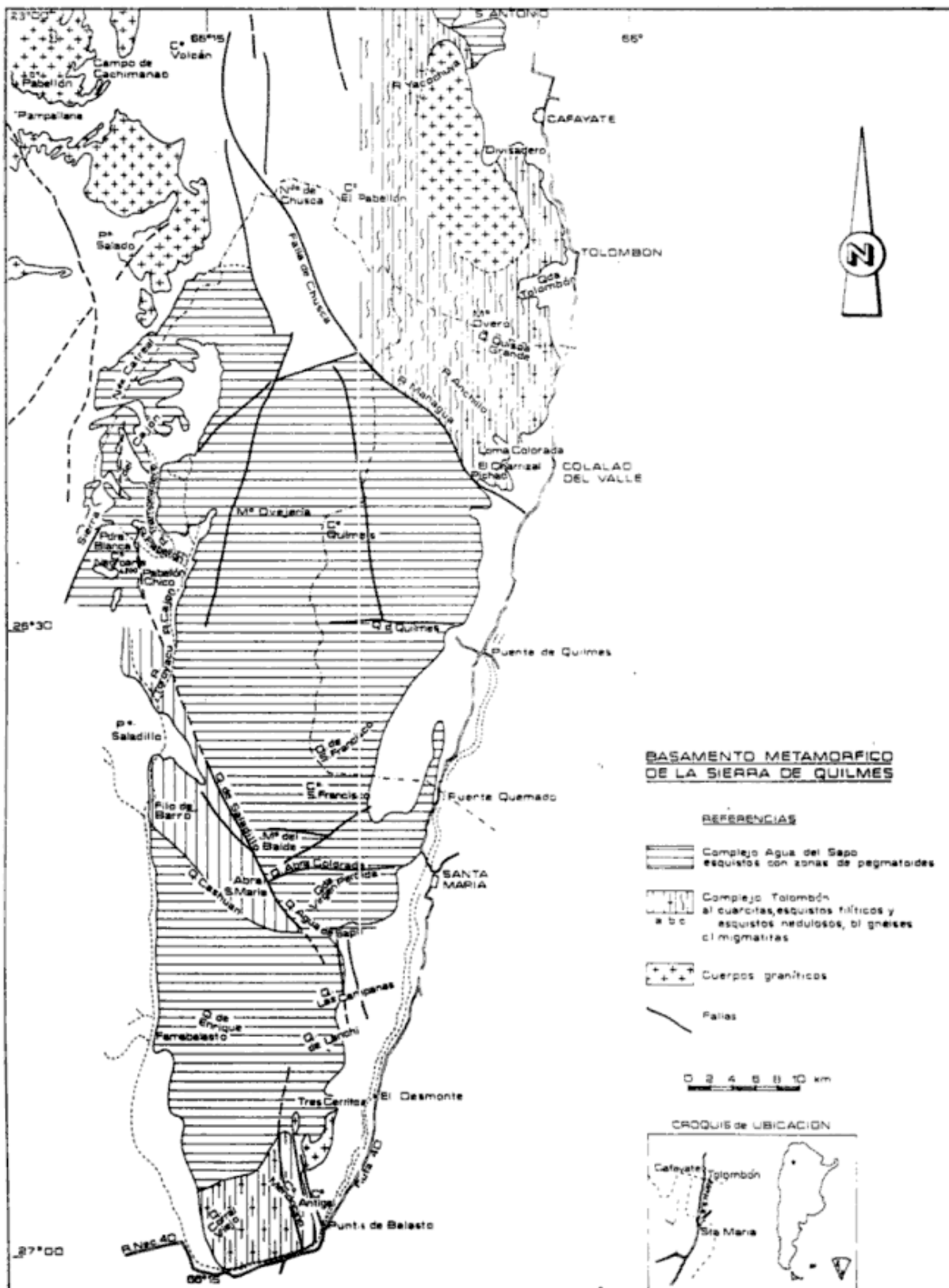


Figura 1

los metamorfismos regionales que predominan en cada caso, pero cuyas relaciones se encuentran a veces oscurecidas por problemas de tipo estructural. Los complejos metamórficos fueron denominados:

*Complejo Agua del Sapo y
Complejo Tolombón*

mostrándose su localización geográfica en la figura 1. En ambos casos se reconoce claramente que las rocas metamórficas de ambos complejos se han formado principalmente a partir de secuencias sedimentarias semipelíticas y pelítico-arenosas alternantes.

En la figura 1 puede observarse además, que las rocas pertenecientes a un determinado complejo no se localizan en un solo sector geográfico sino que predominan en zonas que se alternan con otras integradas por rocas del otro complejo. Los contactos entre las zonas son generalmente por fallas, aunque en algunos casos se observan transiciones graduales entre las rocas de ambos complejos.

Un ejemplo típico del primer tipo de contacto es el que se encuentra a lo largo de la falla inversa de Chusca, que pone en contacto rocas del Complejo Tolombón con las similares del Complejo Agua del Sapo. La zona al norte de dicha falla, caracterizada por gneises, migmatitas y granitos del Complejo Tolombón, se ha comportado como un bloque rígido, perteneciente a un nivel cortical más profundo y que se ha elevado respecto a la zona sur.

El bloque limitado al norte por la falla de Chusca, presenta en cambio un comportamiento mecánico diferente, dado esencialmente por una menor competencia de los esquistos y filitas que pertenecen a niveles corticales más someros dentro de la corteza y que llegaron a plegarse a lo largo de todo el borde oriental del cordón, formando un gran antiforme bastante disecado por la erosión, pero claramente demarcable en base a la orientación de los planos de esquistosidad.

A continuación se describen las características petrográficas de las rocas que constituyen ambos complejos metamórficos.

Complejo Agua del Sapo

Las características mineralógico-texturales que conforman a este Complejo han sido identificadas en dos zonas, separadas entre sí, dentro del cordón de Quilmes. La pri-

mera de ellas, la más extensa de la sierra, constituye la parte central del cordón, siendo dominante desde la quebrada del río Managua, El Pichao hacia el sur, hasta aproximadamente la altura del Desmonte. En este Complejo quedan incluidas las Formaciones Alta Cazadero y Guasacho, definidas por Rossi de Toselli *et al.* (1976). Asimismo, en el sector septentrional, fueron identificadas rocas pertenecientes a este Complejo desde la quebrada de Yacochuya hacia el norte.

La litología premetamórfica debe haber correspondido a una extensa depositación de bancos de semipelitas, alternantes con capas de areniscas, con espesores variables pero que raramente exceden los 25 centímetros. Esta alternancia de capas en las sedimentitas originales ha determinado en muchos casos un bandeado metamórfico constituido por capas oscuras de composición predominantemente micácea con capas claras de composición cuarzo-feldespática. Localmente se desarrollan esquistos con hornblenda, que indican también depositaciones lentiformes de composición margosa. En algunas ocasiones se observan esquistos filíticos con estructuras de bochas de la misma composición, fábrica ésta que sugiere un proceso de depositación de capas arcillosas que son arrastradas, fracturadas y envueltas por el material de la misma composición cualitativa, quedando preservada así la estructura remanente del proceso sedimentario.

Litológicamente aparecen las siguientes variedades: 1) esquistos biotítico-moscovíticos; 2) esquistos turmalínicos; 3) esquistos con hornblenda y epidoto y 4) esquistos gnéisicos con pegmatoides.

1) **ESQUISTOS BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICOS.** Son las rocas dominantes dentro de este Complejo y las que por aporte pegmatoides o por mayor movilización dan todas las transiciones a esquistos gnéisicos con pegmatoides. En la zona norte, los esquistos biotítico-moscovíticos son las únicas rocas presentes, alternando a veces con filitas que se caracterizan, al igual que los esquistos, por poseer el típico bandeamiento relictico descripto más arriba.

La fábrica de las rocas responden al bandeado mesoscópico, -lepidoblástica en las capas micáceas y granoblástica en las partes cuarzo-feldespáticas, predominando casi siempre la primera. Biotita y moscovita son igualmente abundantes en las capas lepidoblásticas, en tanto que el cuarzo predomina

netamente sobre una plagioclasa de composición variable —albita a andesina ácida— casi siempre sin maclas. Apatita y circón y especialmente turmalina son minerales accesorios comunes en los esquistos micáceos.

En algunos esquistos de la extensa zona meridional, aparece en lentes, una importante asociación mineral constituida por pequeños prismas y granos de estauroлита y cianita, junto con cuarzo, biotita y moscovita. Otra asociación común es moscovita cribosa junto con plagioclasa, cuarzo y algo de biotita. Aparecen además lentes monominerales compuestos por granate criboso y albita poiquiloblástica, turbia y sin maclas, cuyas inclusiones más frecuentes son de biotita. En la zona norte de la quebrada de Yacochuya se hallan a menudo porfiroblastos de biotita crecidos estáticamente sobre la matriz cuarzo-micácea, a veces cloritizados total o parcialmente.

2) ESQUISTOS TURMALÍNICOS. Afloran en las cabeceras de la quebrada del Abra Colorada, como bancos intercalados con esquistos micáceos. Su grano es más bien fino y macroscópicamente se observan concentraciones de turmalina en forma de máculas alargadas paralelamente a la esquistosidad. La roca está compuesta por prismas de turmalina con sus ejes C dispuestos paralelamente a la superficie S. El cuarzo es abundante junto con biotita y moscovita. Se encuentra desprovista de feldespato oligoclasa que sólo se presenta en fajas de grano más grueso, junto con turmalina, cuarzo y biotita, además de granate en avanzado estado de cloritización.

3) ESQUISTOS CON HORNBLENDA Y EPIDOTO. Se encuentran sobre el faldeo oriental de la sierra entre Santa María y Fuerte Quemado, en afloramientos pequeños, generalmente lentiformes intercalados en secuencias de esquistos micáceos. Las asociaciones minerales más comunes en estas rocas incluyen hornblenda, epidoto, biotita, plagioclasa ($An_{3.5}$) y microclino. Son frecuentes además la titanita y calcita secundarias.

4) ESQUISTOS GNÉISICOS CON PEGMATOIDES. Constituye fajas aisladas y restringidas dentro del complejo metamórfico, desarrolladas en dirección aproximada norte-sur, de acuerdo a la estructura general de la sierra. Son lugares típicos, entre otros, Fuerte Quemado, quebrada de Santa María y río Pichao.

La fábrica de estos esquistos tiende a ser de grano más grueso y varían en transición

a verdaderos gneises. La composición es predominantemente tonalítica (cuarzo, biotita, y plagioclasa que varía desde oligoclasa básica a andesina ácida). Son comunes en estas rocas las capas diferenciadas claras de grano grueso, compuestas por cuarzo, plagioclasa y algo de biotita.

En la zona de Fuerte Quemado se encuentran fajas localizadas en las que se desarrollan gneises de grano grueso, a menudo oftálmicos. Se caracterizan por la presencia de sillimanita, feldespato potásico, moscovita y granate. Es frecuente encontrar fajas estrechas, muy esquistosas, ricas en moscovita, que contienen granates de hasta medio centímetro de diámetro.

Los pegmatoides concordantes cuyo espesor varía desde centímetros a varios decímetros son frecuentes en la zona de Fuerte Quemado y especialmente en la quebrada del río Pichao. Su grano es grueso y están compuestos por microclino, cuarzo y cantidades menores de biotita y moscovita.

Como se ha mencionado anteriormente, en el Complejo Agua del Sapo el predominio regional corresponde a los esquistos biotítico-moscovíticos.

Rapela (1976 a) determina en rocas de este tipo situadas al norte de la quebrada de Yacochuya la existencia de dos esquistosidades; una de ellas coincidente con el bandeamiento relíctico (superficie S_1) y una segunda formada por capas biotíticas de grano mayor al de la matriz que se dispone casi perpendicular al bandeamiento sedimentario (superficie S_2).

Las principales paragénesis minerales encontradas en el Complejo Agua del Sapo son las siguientes:

- 1.a. Biotita-moscovita-cuarzo-plagioclasa
- b. Biotita-moscovita-cuarzo-plagioclasa ($An_{3.5}$).
- c. Biotita-moscovita-estauroлита-cianita-cuarzo.
- d. Sillimanita-almandino-feldespato potásico-moscovita-cuarzo.
- 2.a. Biotita-hornblenda-epidoto-plagioclasa-cuarzo-titanita.

Discriminando entre las paragénesis expuestas más arriba según el criterio propuesto por Winkler (1976) de división en grados metamórficos, las asociaciones 1a, 1b y 2a son diagnósticas de un *grado bajo* de metamorfismo, la asociación 1c es de *grado medio* (rango almandino + cianita) y finalmente la asociación 1d corresponde a *grado alto* (rango almandino).

Esta secuencia de asociaciones minerales indica la existencia de un metamorfismo re-

gional progresivo caracterizado por la ausencia de cordierita y la presencia de cianita, que sugieren condiciones de P y T correspondientes al clásico "Tipo Barrowiano". El grado más alto es el alcanzado en las fajas gneísicas con la asociación sillimanita-almandino-feldespató potásico y es de notar que también aquí está ausente la cordierita.

Complejo Tolombón

Este Complejo fue identificado en tres zonas dentro de la sierra de Quilmes, a las que denominaremos septentrional, austral y occidental respectivamente. La más extensa de ellas es la zona septentrional, que aflora desde aproximadamente la altura de El Pichao al sur, separada del Complejo Agua del Sapo por la falla regional de Chusca y extendiéndose hacia el norte hasta las cabeceras de la quebrada de Yacochuya.

La zona austral comprende un sector del extremo sur de la sierra frente a la localidad de Punta Balasto y constituye una faja de aproximadamente 5 kilómetros en sentido este-oeste, que hacia el norte pasa transicionalmente a los esquistos del Complejo Agua del Sapo.

La zona occidental está constituida por una serie de afloramientos que fueran citados por Turner (1973) y Navarro García (1974), situándose los principales en ambos márgenes del río Toroyacu hasta la altura del Puesto Saladillo.

Las zonas septentrional y austral se caracterizan por mostrar un claro incremento del grado metamórfico hacia el oeste, según se refleja en las secuencias litológicas observadas. En la zona austral las cuarcitas constituyen los primeros afloramientos en el flanco oriental de la sierra, formando bancos masivos o suavemente esquistosos con espesores que individualmente no sobrepasan los 40 centímetros, en los que se intercalan delgados bancos de dolomitas con abundante tremolita. Con el aumento de los filosilicatos se pasa a cuarcitas filíticas y finalmente a esquistos filíticos. Continuando hacia el oeste comienzan a aflorar filitas nodulosas y finalmente, al oeste de la quebrada del Mendocino, se observa una transición brusca de filitas a gneises de grano medio a grueso. Localmente se observan bancos potentes de conglomerados cuarcíticos, fuertemente diagenizados, de posición estratigráfica incierta.

En la zona septentrional, a la altura de

Cafayate, la secuencia se inicia con escasos y aislados afloramientos de esquistos nodulosos que pasan paulatinamente a gneises, predominando éstos en el borde oriental, desde Cafayate hasta Tolombón. En la quebrada de Tolombón, los gneises pasan transicionalmente a migmatitas de diverso tipo hacia el oeste (Rapela, 1976 a). Estas últimas rocas comienzan a predominar hacia el sur, desarrollándose en extensiones regionales hasta la altura de Colalao del Valle (Rossi de Toselli *et al.*, 1976).

Al igual que el Complejo Agua del Sapo las rocas originarias del Complejo Tolombón provienen en su gran mayoría de sedimentitas geosinclinales caracterizadas por la alternancia de pelitas y areniscas, aunque con algunas dudas, como lo plantea la presencia de los conglomerados cuarcíticos. Sin embargo, las características texturales de la litología premetamórfica sólo han quedado preservadas donde el grado de metamorfismo regional no ha sido alto. En los términos de alto grado —gneises y migmatitas— las características originales de fábrica han desaparecido completamente por efecto de la segregación metamórfica y/o una movilización regional. No obstante, dichos procesos parecen no haber variado sustancialmente las composicionales originales, ya que la comparación composicional entre rocas metamórficas de bajo grado y alto grado de la zona de Cafayate indica homogeneidad composicional entre las muestras investigadas, que se ubican de preferencia en el campo de las grauvacas (Rapela 1976 a, fig. 3 a y a'). Los reducidos afloramientos de noritas anfibolitizadas ubicadas en las cabeceras del río Anchillo constituyen las únicas manifestaciones metamórficas de origen magmático encontradas en la sierra de Quilmes.

En el Complejo Tolombón es conveniente distinguir dos grandes grupos litológicos espacial y genéticamente relacionados entre sí:

1. — Ectinitas,
2. — Migmatitas en sentido amplio.

1. — Ectinitas

Dentro del grupo 1 encontramos los siguientes tipos:

- 1.1. Cuarcitas filíticas.
- 1.2. Esquistos filíticos.
- 1.3. Esquistos nodulosos cordieríticos.

- 1.4.1. Gneises cordieríticos.
- 1.4.2. Gneises cordierítico-hipersténicos.
- 1.5. Granulitas hipersténicas.
- 1.6. Noritas anfibolitizadas.

En el grupo 2 identificamos:

- 2.1. Migmatitas oftálmicas.
- 2.2. Migmatitas granítico-cordieríticas.
- 2.3. Migmatitas metablastitas.
- 2.4. Migmatitas bandeadas.
- 2.5. Migmatitas agmatíticas y nebulíticas.

1.1. CUARCITAS FILÍTICAS. Se las encuentra únicamente en el borde oriental de la zona austral y en sectores de la zona occidental y se caracterizan por la abundancia de cuarzo, con abundante biotita y moscovita, junto a cantidades menores de clorita. Suelen contener además oligoalbita y epidoto. Algunas intercalaciones de cuarcitas son casi puras, libres de minerales micáceos. En la zona occidental Turner (1973) cita afloramientos de cuarcitas micáceas y filitas corrugadas de color verde oscuro. Mineralógicamente las cuarcitas filíticas se caracterizan por la asociación cuarzo-biotita-moscovita-plagioclasa (oligoalbita) y clorita.

1.2. ESQUISTOS FILÍTICOS. Son característicos también de la zona austral, donde se los observa pasando transicionalmente a cuarcitas filíticas y a gneises. Son rocas con muy buena esquistosidad, de grano fino y superficie satinada, cuyos minerales esenciales son biotita, moscovita, cuarzo y oligoalbita, junto con turmalina, circón y rutilo. Los minerales opacos son generalmente escasos.

1.3. ESQUISTOS NODULOSOS. Como una variedad dentro de los esquistos filíticos de la zona austral se encuentran esquistos nodulosos, con nódulos constituidos por micas (moscovita, biotita y/o clorita) y/o cordierita, de pocos milímetros de diámetro. La cordierita se encuentra muy pocas veces fresca, la mayor parte está sericitizada y transformada en un material isotropo amarillo.

En la zona septentrional se encontraron también escasos bancos de esquistos nodulosos sobre el borde oriental, a la altura de Cafayate; los nódulos están constituidos por cordierita de forma ovoidal de hasta 2,5 centímetros de largo crecidos estáticamente sobre una matriz de cuarzo, moscovita, biotita y oligoalbita. Esquistos con nódulos de cordierita también fueron citados para la zona occidental por Turner (*op. cit.*) y Navarro García (*op. cit.*).

Otra variedad de esquistos nodulosos de

la zona austral está constituida por motas o nódulos de clorita verde oscura cuyo tamaño puede alcanzar varios centímetros. Este tipo de esquistos está frecuentemente crenulado y muestra desarrollo de pliegues *kink*. En la roca la clorita aparece también como fenoblastos cribosos; los minerales opacos son aquí abundantes, especialmente la magnetita e ilmenita.

1.4.1. GNEISES CORDIERÍTICOS. Son rocas muy comunes, tanto en la zona septentrional como en la austral, pero mientras que en la primera de ellas se ubican de preferencia sobre el borde oriental, en la segunda se los halla en el sector occidental de la misma, al oeste de la quebrada del Mendocino.

En la zona austral los gneises son de grano mediano a grueso; macroscópicamente aparecen masivos, pero al microscopio se observan claramente restos de una foliación primitiva marcada por la orientación de láminas de biotita y agregados afieltrados de sillimanita. Esta foliación relíctica aparece dispersa aquí y allá en medio de una masa recristalizada casi totalmente, en la que se destacan grandes láminas de moscovita sin orientación preferencial.

Mineralógicamente están constituidos por cuarzo, biotita, moscovita, microclino, plagioclasa (oligoclasa ácida), cordierita parcialmente alterada y sillimanita que forma agregados aciculares en casi todos los minerales anteriores, pero notablemente en la moscovita. Entre los gneises de esta zona aparecen intercalaciones de cuarcitas gnéisicas bandeadas, cuya única mica es biotita y cantidades menores de oligoalbita; el rutilo en granos pequeños es un accesorio frecuente.

Los gneises de la zona septentrional presentan en general las mismas características, pero con las siguientes diferencias: la sillimanita es rara, hallándose casi siempre confinada en las migmatitas, y el almandino se halla frecuentemente presente acompañando a la biotita y moscovita. La parte clara de los gneises la integran cuarzo y plagioclasa (An_{30}) en forma predominante; si se encuentra feldespato potásico (microclino) es en cantidades subordinadas.

1.4.2. GNEISES CORDIERÍTICO-HIPERSTÉNICOS. Descrito por primera vez por Rossi de Toselli *et al.* (*op. cit.*) en la zona septentrional, se encuentran típicamente al noroeste de la Loma Colorada, aunque su desarrollo areal no es grande. Son rocas de grano

mediano a grueso, mesocráticas de textura gnéisica, con desarrollo notable de hipersteno, ortosa y cordierita, a los que se asocian generalmente plagioclasa (An_{42}), cuarzo, biotita, granate y minerales opacos.

El hipersteno suele presentarse rodeado por biotita, al igual que el granate. El feldespato potásico se constituye en fenoblastos ovoidales y granos irregulares de hasta 2 centímetros.

1.5. GRANULITAS HIPERSTÉNICAS. Dentro de las migmatitas cordieríticas de Loma Colorada (zona septentrional) y sobre el cauce del río Anchillo, pueden observarse diseminados sin orden fijo, esquialitos lentiformes de rocas granulíticas, cuyas dimensiones van desde centímetros a algunos decímetros, compuestos de cuarzo-labradorita, hipersteno, con cantidades menores de biotita. Su grano es pequeño, finamente bandeado con capas alternantes de hipersteno con labradorita y cuarzo.

Originalmente deben haber constituido bancos que reaccionaron en forma competente a la deformación por lo que fueron brechados y quedaron diseminados en las migmatitas granítico-cordieríticas. Estas rocas se hacen cada vez más frecuentes hacia el noroeste y toman el carácter de bancos intercalados delgados.

1.6. NORITAS ANFIBOLITIZADAS. Son rocas bastante escasas dentro de la zona septentrional, que afloran constituyendo bancos o pequeños cuerpos de origen magmático. El más notable se ubica en las cabeceras del río Anchillo.

Petrográficamente se caracterizan por ser de grano mediano, melanocráticas, con predominio de hornblenda y con biotita en menor cantidad. El hipersteno es común pero se halla rodeado y reemplazado por hornblenda; asimismo presenta laminillas de exolución de clinopiroxeno sobre la cara 100. La plagioclasa es ligeramente zonada y de composición An_{72} (bitownita).

2. — Migmatitas

Las rocas migmatíticas son exclusivas de la zona septentrional del Complejo Tolombón, donde han alcanzado un gran desarrollo regional. Una característica saliente de estas rocas es la gran variedad textural que ostentan. (cf. Rapela, 1976 a y Rossi de Toselli *et al.*, 1976). A los fines de uniformar las descripciones se ha preferido

utilizar la nomenclatura propuesta por Mehnert (1968) para designar algunos tipos texturales observados. Es importante acotar que si bien determinadas estructuras predominan localmente, es común encontrar coexistiendo dos o más tipos en un mismo afloramiento.

2.1. MIGMATITAS OFTÁLMICAS. Se desarrollan típicamente a lo largo de zonas de fractura y en forma más restringida en Loma Colorada, El Carrizal y la quebrada de Tolombón. Se caracterizan por el desarrollo de estructuras de ojos metablásticos, compuestos de plagioclasa (An_{28-30}) y ortoclasa, la cual crece a expensas del microclino y la biotita de la pasta. El granate puede alcanzar gran desarrollo creciendo a través de los espacios intergranulares. La pasta es fina, melanocrática, rica en biotita, cuarzo, oligoclasa, microclino, cordierita y sillimanita acicular. En el cauce del río Managua la pasta aumenta de tamaño de grano, la cordierita es más frecuente y se pasa en transición a migmatitas granítico-cordieríticas.

2.2. MIGMATITAS GRANÍTICO-CORDIERÍTICAS. Son las rocas dominantes dentro de la zona septentrional. Se caracterizan por su grano grueso, de 0,5 a 1,0 centímetros, y varían desde masivas a muy foliadas por efectos de deformación (estructuras flebíticas y plegadas). Su composición mineralógica es cuarzo, plagioclasa, ortoclasa (\pm microclino), cordierita, biotita y granate. Localmente aparece hipersteno y pequeños granulos de pleonasto estrechamente asociados con la biotita. La sillimanita es un accesorio frecuente. En las migmatitas situadas al oeste de la quebrada de Tolombón se determinó la presencia de pequeñas cantidades de gedrita asociada a cordierita, biotita y feldespato potásico.

2.3. MIGMATITAS METABLÁSTICAS. En la zona este-noreste de la Loma Colorada se observa un aumento considerable en volumen del leucosoma en las migmatitas granítico-cordieríticas, que pasa a ser exclusivo y constituye gruesos pegmatoides microclínicos, generalmente peritíticos, con cantidades menores de cuarzo y plagioclasa, que en partes se presentan masivos y homogéneos como verdaderos granitos (homoblastitas de González Bonorino, 1970). En otras se encuentran bien foliados debido a que conservan una fábrica relicta gnéisica con relaciones ptigmáticas y estromatíticas, la cual contiene sillimanita, cordierita y algo

de mica. Estrictamente hablando estas rocas no deberían ser reconocidas como miembros de las series migmatíticas en sentido estricto, ya que en esencia son simplemente una concentración de movilizados leucocráticos que no responden a su definición —mezcla de por lo menos dos componentes diferenciables petrográficamente—, pero debido a las transiciones sucesivas que las llevan a migmatitas típicas, así las consideramos.

2.4. MIGMATITAS BANDEADAS (ESTROMATITAS). Las rocas melanocráticas de este tipo están típicamente representadas por gneises de grano fino con notable desarrollo de movilizados pegmatoides que llegan a sobrepasar los 0,30 metros de espesor. El paleosoma gnéisico está compuesto mineralógicamente por cuarzo, biotita con más o menos moscovita, a los que con frecuencia se asocia sillimanita afieltrada, oligoclasa y microclino.

2.5. MIGMATITAS AGMATÍTICAS Y NEBULÍTICAS. Preferentemente en la zona de Tolombón se desarrollan migmatitas en las que el leucosoma aumenta considerablemente su proporción respecto del melanosoma, engolfando sectores que quedan de esta forma como xenolitos dentro de la masa granítica. En otros casos el leucosoma alcanza a formar cuerpos concordantes que pueden tener cientos de metros de espesor, como el que se halla sobre la ruta nacional N° 40, 8 kilómetros al sur de Cafayate, que marcan el máximo grado de expansión de la parte granítica de las migmatitas. Su composición es predominantemente toralítica, con plagioclasas de contenido anortítico variable (cf. Rapela, 1976 b).

Resumiendo, las principales paragénesis encontradas en la zona austral del Complejo Tolombón revelan la existencia de un metamorfismo regional progresivo de este a oeste, que comienza con esquistos y cuarcitas filíticas caracterizadas por las siguientes asociaciones minerales:

- 1.a. Biotita-moscovita-cuarzo-oligoalbita-clorita-epidoto.
- 1.b. Biotita-moscovita-cuarzo-oligoalbita-cordierita-clorita.

Estas asociaciones pasan a gneises y cuarcitas gnéisicas caracterizadas respectivamente por:

- 1.c. Cuarzo-biotita-moscovita-microclino-cordierita-sillimanita.
- 1.d. Cuarzo-biotita-oligoalbita.

La asociación 1.a. es típica del *grado bajo*

de metamorfismo, en tanto que la asociación 1.b., en la que aparece cordierita en ausencia de granate almandino, es la característica diagnóstica que nos estaría indicando el cambio de bajo a *mediano grado* metamórfico (rango cordierita, Winkler, *op. cit.*). Las condiciones 1.a. y 1.b. son características de la zona occidental del Complejo Tolombón.

Por su parte, en los gneises la asociación 1.c. marca el comienzo del *alto grado* metamórfico por la típica asociación feldespatopotásico más sillimanita y feldespatopotásico más cordierita (rango cordierita).

En la zona septentrional se observa también claramente un aumento de grado metamórfico de este a oeste, aunque en ella las paragénesis minerales son más variadas que en la zona austral. Las principales asociaciones observadas son las siguientes.

- 2.a. Biotita-moscovita-plagioclasa-cuarzo-cordierita.
- 2.b. Biotita-moscovita-plagioclasa-cordierita-microclino-cuarzo-almandino.
- 2.c. Biotita-moscovita-plagioclasa-cordierita-sillimanita-almandino.
- 2.d. Biotita-plagioclasa-ortosa-almandino-cordierita-sillimanita-cuarzo-microclino (gedrita).
- 2.e. Hipersteno-biotita-ortosa-cordierita-almandino-andesina-cuarzo.
- 2.f. Hipersteno-cuarzo-labradorita-biotita.
- 3.a. Hornblenda-biotita-hipersteno-plagioclasa (An₇₂).

Las asociaciones 2.a. y 2.b. son indicadoras de un *grado medio* de metamorfismo dado por la coexistencia de cordierita y almandino (rango cordierita-almandino), en tanto que la asociación 2.d. marca la transición al *alto grado* (rango cordierita-almandino). Las paragénesis 2.e. y 2.f., que incluyen hipersteno, caracterizan condiciones particulares dentro de un metamorfismo regional de grado alto (rango granolita, cf. Winkler, *op. cit.*, 252-270).

A partir del estudio composicional efectuado más arriba se deduce que las principales diferencias entre la zona septentrional y las zonas austral y occidental del Complejo Tolombón son fundamentalmente dos:

1. Virtual ausencia de rocas metamórficas de grado bajo en la zona septentrional, términos que en cambio son comunes en las zonas austral y occidental.
2. Presencia de almandino en paragénesis con cordierita en rocas de grado medio y alto, y de hipersteno en el

grado alto de la zona septentrional, minerales no observados en las otras zonas.

En cambio, son caracteres comunes a todas las zonas las características direccionales del aumento del grado metamórfico y la presencia invariable de cordierita en las rocas de mediano y alto grado. Esta última particularidad es característica de los metamorfismos regionales dinamo-térmicos de presiones bajas a intermedias designados colectivamente con el nombre de serie de facies "Tipo Abukuma" (cf. Winkler, 1967), nomenclatura que fue utilizada por Rossi de Toselli *et al.* (*op. cit.*) y Rapela (1976 a) para describir las condiciones físicas de los metamorfismos que actuaron en distintos sectores de la zona septentrional del Complejo Tolombón.

Rocas graníticas

En la sierra de Quilmes encontramos tres cuerpos graníticos definidos, con características de yacencia distintivas entre sí. Dos de ellos afloran en el sector norte del cordón, intruyendo a rocas del Complejo Tolombón. El mayor es denominado Granito Cafayate, y uno mucho más pequeño, que se encuentra a la vera de la ruta nacional N° 40, entre Tolombón y Cafayate, se denominó Tonalita Tolombón. El cuerpo restante, al que se llama Granito Tres Cerritos, se encuentra en el extremo austral de la sierra, intruyendo discordantemente a rocas del Complejo Agua del Sapo.

Se hace notar aquí que en el sector norte afloran otros dos cuerpos graníticos intrusivos, separados del cuerpo principal de la sierra de Quilmes y que fueron denominados Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco respectivamente, los cuales presentan evidencias químicas y geocronológicas que sugieren consanguinidad con las rocas que componen el Granito Cafayate y la Tonalita Tolombón (Rapela, 1976 b).

Granito Cafayate. Este cuerpo, que constituye la manifestación granítica más importante de la sierra de Quilmes, se dispone con su eje mayor en dirección NNO y tiene un largo aproximado de 16 kilómetros. Su modo de yacencia, además del detalle de la composición modal y química, han sido descriptos previamente por uno de los autores (Rapela, 1976 b).

De acuerdo con sus dimensiones y características de yacencia se trata de un stock

parcialmente concordante. El contacto oriental y septentrional del cuerpo con las rocas metamórficas del Complejo Tolombón es neto, mientras que el contacto occidental y meridional es difuso y en algunos casos transicional a rocas migmatíticas del mismo Complejo. Esta forma de yacencia es típica de aquellos granitos que Marmo (1971) denomina tardiocinemáticos y que se caracterizan por poseer modos de yacencia transicionales entre los granitos profundos y los granitos típicamente intrusivos.

Los minerales félsicos que lo constituyen son plagioclasa (An_{26-42}), cuarzo y microclino, con predominio variable de las tres especies; biotita y moscovita acompañan invariablemente a los minerales félsicos. Como minerales accesorios se encuentra circón, apatita y calcita; secundarios son epidoto, magnetita, moscovita y clorita, además de productos arcillosos. La fábrica muestra evidencias de fuerte deformación.

Una característica saliente de este stock es su amplitud composicional dentro del espectro granitoide, que abarca desde las tonalitas hasta los granitos, siendo esta última especie litológica levemente predominante sobre el resto. La posición geográfica de los distintos tipos no es arbitraria; así las rocas tonalíticas predominan en el borde occidental, mientras que las graníticas se ubican de preferencia en la margen oriental del stock. La transición entre ambos tipos litológicos es gradual, ocupando las granodioritas la parte central del cuerpo. Variaciones químicas en elementos mayoritarios y minoritarios en un perfil este-oeste del cuerpo corroboran claramente la existencia de transiciones graduales entre las diferentes especies litológicas.

Tonalita Tolombón. Este cuerpo, que aflora al borde de la ruta nacional N° 40 entre Tolombón y Cafayate, es de pequeño tamaño, no sobrepasando los 500 metros por 200 metros. Su forma es elongada y se lo halla intruyendo concordantemente a gneises del Complejo Tolombón. Rapela (*op. cit.*) considera a este afloramiento como una manifestación mayor de las migmatitas de tipo nebulítico que aparecen en la quebrada de Tolombón, rocas a las que se designa colectivamente con el nombre de Tonalita Tolombón.

Petrográficamente es una tonalita biotítico-moscovítica de color gris verdoso claro y de grano mediano. La textura varía de cataclástica a granular hipidiomórfica, obser-

vándose cuarzo con extinción ondulante y las plagioclasas con maclas curvadas y deformadas. Estas últimas presentan zonación directa (An_{43} , en el núcleo y An_{28} en los bordes), aunque en algunos casos se observan también zonaciones inversas. El microclino es raro y cuando se presenta está en cantidades inferiores al 5 %. Las folias de biotita poseen a veces una orientación incipiente que sugiere filiaciones metamórficas, hallándose a menudo alterada en epidoto y clorita.

Granito Tres Cerritos. Este granito está integrado por dos afloramientos aislados, que según Cabrera (1973) tienen alargamiento norte-sur. El oriental de aproximadamente 4 kilómetros por 1,5 kilómetros, y el occidental de 3 kilómetros por 100 metros, dimensiones que hace clasificarlos en conjunto con un stock.

Petrográficamente la composición corresponde a un monzogranito moscovítico-biotítico, de color gris rosado y de grano mediano. La textura es granular hipidiomorfa, variando de equigranular a porfiroide. El cuarzo constituye el 38 % de la roca y se presenta en granos anhedrales con extinción normal o suavemente ondulosa y con abundancia de inclusiones de agujas de rutilo.

El microclino constituye el 27 % del total, se presenta con desarrollo de perfitas y está fuertemente caolinizado. La plagioclasa (An_{28}) constituye el 26 % de la roca, se presenta en cristales subhedrales bastante caolinizados y sericitizados y con desarrollo de maclas complejas.

La moscovita constituye el 10 % de la roca, su desarrollo es tardío y está reemplazando a otros minerales. La biotita es escasa y está generalmente cloritizada.

El intrusivo corta la estructura de los esquistos del Complejo Agua del Sapo y produce fenómenos de metamorfismo de contacto. Son comunes además las venas pegmatíticas y aplíticas de cuarzo y feldspato.

Las corneanas producidas en el contacto son de color gris oscuro a negro, masivas, aunque algo esquistosas. Al microscopio se distinguen metablastos casi ovoidales de cuarzo limpio y albita; esta última, con pequeñas inclusiones micáceas y carbonosas, no aparece maclada. La biotita es la mica predominante, en menor cantidad se encuentra moscovita y clorita.

Por las características y relaciones que guarda con la roca de caja el Granito Tres

Cerritos puede ser clasificado, siguiendo a Marmo (*op. cit.*) como un granito postcinemático.

Rocas graníticas del noroeste. En el sector noroeste de la sierra de Quilmes y hacia el oeste y noroeste, afloran rocas graníticas, denominadas por Turner (1962) Formación Chango Real y consideradas por Méndez *et al.* (1973) como Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Estos afloramientos no fueron reconocidos por los autores y las descripciones que se hacen fueron obtenidas de Navarro García (1974). Petrográficamente las rocas corresponden a granitos, granodioritas y tonalitas que intruyen a las Formaciones Loma Corral y Famabalasto (asimilables respectivamente a nuestros Complejos Tolombón y Agua del Sapo). Arealmente los cuerpos graníticos salen de la entidad orográfica que estamos trabajando y continúan en las sierras de Zuriara y Laguna Blanca. Navarro García (*op. cit.*) identifica en esta Formación tres fases que son: Granito Biotítico, Microgranito y Granito Porfírico.

El Granito Biotítico constituye una roca homogénea, con cierto aspecto gnéisico, compuesta de microclino, plagioclasa y cuarzo, junto con biotita y moscovita, además de circón, apatita, clorita y epidoto. El contacto con las rocas que le sirven de caja es netamente intrusivo, con desarrollo de fenómenos de metamorfismo de contacto, en la sierra de Quilmes; mientras que en el sector occidental es transicional hacia la Formación Famabalasto, con formación de migmatitas. Por las características descritas cabría suponer que el intrusivo corresponde a un granito tardío-cinemático. Las variaciones composicionales que se encuentran de granito, granodiorita, tonalita, son notablemente similares a las que Rapela (1976 b) encontró en el Granito Cafayate.

El Microgranito es mineralógicamente similar al anterior, exceptuando su bajo contenido de biotita y su granulometría más fina, como asimismo la falta de cataclasis que es muy característica del anterior.

El Granito Porfírico constituye zonas diferenciadas con gran desarrollo de fenocristales tabulares de microclino y también de cuarzo con formas redondeadas. La mineralogía es la característica de los granitos, pero con moscovita como única mica presente. La textura es cataclástica y no presenta xenolitos. Es notable en el sureste del Cerro Galán, en contacto con migmatitas.

Cuerpos pegmatíticos

Los cuerpos pegmatíticos de la sierra de Quilmes constituyen numerosos afloramientos, algunos de los cuales son explotados comercialmente por la moscovita. Los más importantes, desde el punto de vista económico, se encuentran ubicados en la falda oriental de la sierra, frente a Colalao del Valle y en la quebrada de Quilmes. Se trata de cuerpos lenticulares a tabulares, tanto concordantes como discordantes respecto a las rocas de ambos complejos metamórficos, con las que presentan generalmente contactos netos.

La composición dominante de las pegmatitas de interés económico es granodiorítica, pudiendo variar a tonalítica (Peña, 1974).

El zoneamiento es bien marcado, presentando zonas definidas que son las de contacto o marginal, la externa y el núcleo. En algunos casos está presente la zona intermedia. La primera zona es generalmente de grano fino, constituida por plagioclasa, cuarzo, microclino, moscovita y turmalina accesoria. En la zona externa el grano es más grueso y pueden predominar el microclino o la plagioclasa. La moscovita se encuentra entre esta zona y el núcleo, que es esencialmente de cuarzo (Porto, 1959). En esta zona excepcionalmente suele encontrarse berilo. Porto informa asimismo de la presencia de cuerpos de reemplazo, portadores de sulfuros y óxidos como resultado de procesos hidrotermales.

En la zona de Cafayate y Tolombón el

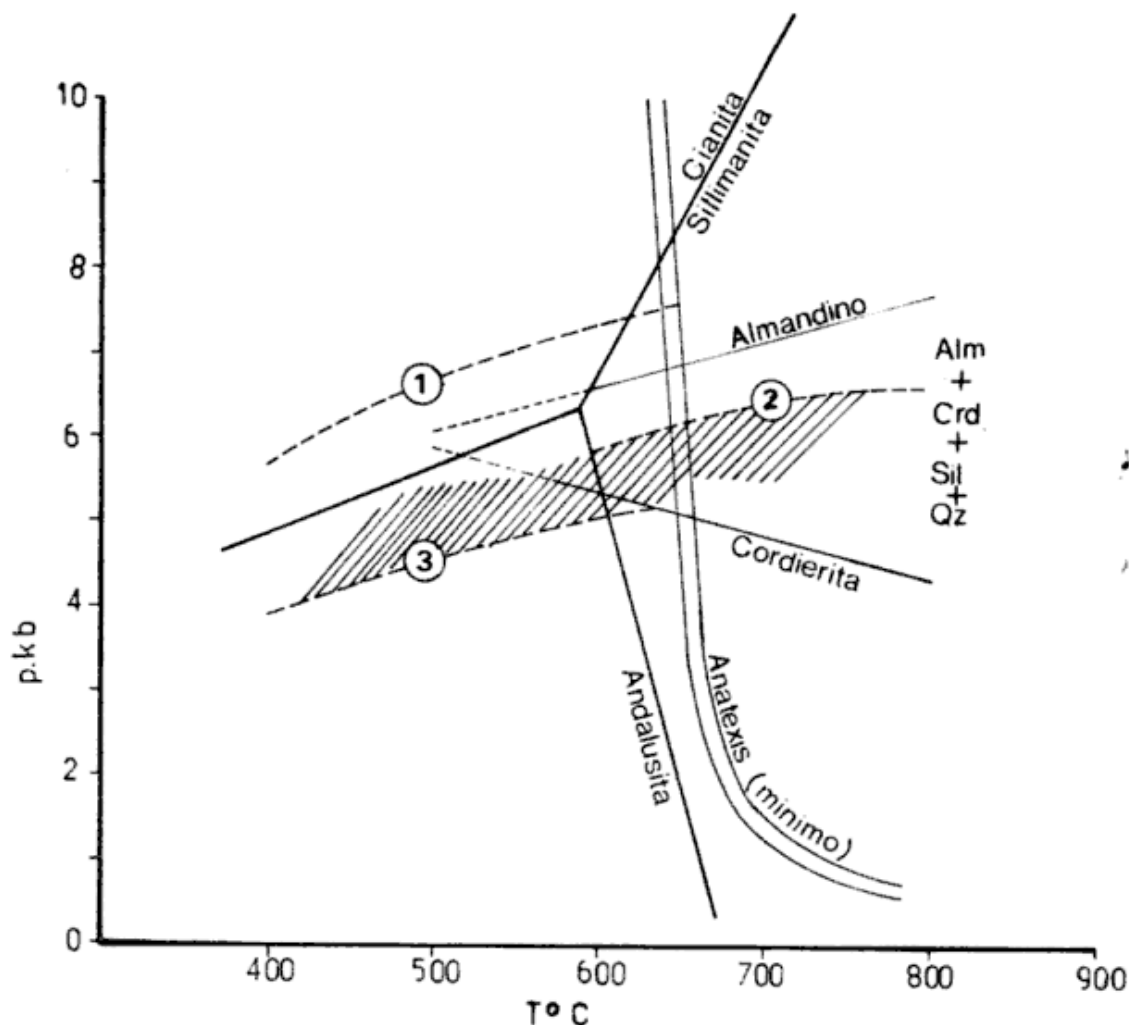


Fig. 2. — Posibles gradientes de P y T en los Complejos Metamórficos de la sierra de Quilmes inferidos en base a paragénesis mineral: (1) Complejo Agua del Sapo; (2) Complejo Tolombón, zona septentrional; (3) Complejo Tolombón, zona austral. El campo de estabilidad de la asociación cordierita + almandino + silimanita + cuarzo fue extraído de Winkler (1976), en tanto que los similares de los polimorfos de Al_2SiO_5 fueron tomados de Althaus (1969).

espesor de los diques rara vez supera los 4 metros, observándose que algunos de ellos cortan la Tonalita Tolombón. En muchos casos se determinaron composiciones graníticas dadas por el predominio de grandes cristales de microclino perítico sobre plagioclasas débilmente zonadas de composición An_{18} . La moscovita y la turmalina están frecuentemente acompañadas por granate en las pegmatitas de esta zona.

Condiciones físicas en los metamorfismos regionales progresivos de la sierra de Quilmes

El estudio de las asociaciones minerales realizado más arriba permitió determinar dos secuencias de metamorfismos regionales progresivos en la sierra de Quilmes, agrupándose a las zonas en que predomina cada uno bajo el nombre general de Complejo Metamórfico. En el denominado Complejo Agua del Sapo las asociaciones minerales corresponden al clásico metamorfismo tipo "Barrow", en tanto que en el Complejo Tolombón se encuentran paragénesis minerales que sugieren que el metamorfismo progresivo en este complejo se desarrolló bajo condiciones de menor presión, descritas bajo el nombre de Serie de Facies de Abukuma (Winkler, 1967), conceptos que luego fueron revisados críticamente por el mismo autor (cf. Winkler, 1976).

Metamorfismos regionales de ambos tipos han sido citados anteriormente en distintos sectores de las Sierras Pampeanas (cf. Mirré, 1971; Gordillo *et al.*, 1971; Kilmurray *et al.*, 1971 a, 1971 b y 1977, entre otros), aunque nunca coexistiendo en forma adyacente en un determinado lugar geográfico. Transiciones entre eventos regionales progresivos de diferente presión han sido observados en otras regiones metamorizadas, siendo especialmente notable el ejemplo del Dalradiano de Escocia (cf. Read *et al.*, 1948) en donde las clásicas zonas de Barrow son reemplazadas en el noroeste del área por un tipo distinto de metamorfismo regional con andalusita, cordierita y sillimanita, que Read denomina "Tipo Buchan" y al cual le atribuye carácter postectónico.

En la figura 2 se han esbozado los posibles gradientes de P y T en los complejos metamórficos de la sierra de Quilmes inferidos en base a las paragénesis minerales. Dentro del Complejo Tolombón se determinaron dos secuencias; el de mayor presión y temperatura caracteriza a la zona septentrional (2), en tanto que el inferido para la zona austral del Complejo (3) caracterizado por la ausencia de almandino en paragénesis con cordierita en los grados medio y alto, sugiere condiciones inferiores de P y T. Entre ambos, se ha rayado el posible campo de P y T bajo las cuales se habrían formado las rocas que componen el Complejo Tolombón.

CUADRO 1.—Composición química de granates y cordieritas coexistentes y estimación de las condiciones de presión y temperatura por el método de Currie

Composición total (muestra N° 113)		Cordierita	Granate
SiO ₂	55,40	FeO	4,20
TiO ₂	0,34	MgO	6,60
Al ₂ O ₃	24,25	(%) MnO	0,14
Fe ₂ O ₃	1,55	CaO	0,16
FeO	7,11		
MnO	0,16		
(%) MgO	4,40		
CaO	0,86	Fe/Fe + Mg	0,263
Na ₂ O	2,13	Mg/Fe	2,798
K ₂ O	2,90		
P ₂ O ₅	0,10		
H ₂ O	0,11	K _b	8,64
H ₂ O	0,78	ln K _b	2,15
Total	100,09	T (°C)	798
		P (Kb)	6,6

A los efectos de estimar las condiciones alcanzadas durante el pico metamórfico de la zona septentrional de dicho complejo, se realizó el análisis químico del melanosoma de una típica migmatita granítico-cordierítica de dicha zona, que tiene una paragénesis mineral constituida principalmente por cuarzo, cordierita, silimanita, almandino y biotita (cuadro 1). En esa muestra, granates y cordieritas fueron concentradas y analizadas químicamente por absorción atómica (FeO, MgO, CaO y MnO) mostrándose los resultados en el mismo cuadro.

El cálculo de presiones y temperaturas, basado en la medición de las relaciones Mg/Fe en granates y cordieritas coexistentes, fue desarrollada por K. L. Currié (1971). Este método tiene una exactitud de $\pm 20^\circ\text{C}$ siempre y cuando la determinación analítica del Fe y Mg no involucre un error superior al 3 % y además que la cordierita y el granate no contengan cantidades apreciables de elementos que sustituyan al Fe y Mg, en especial Mn y Ca. El cuadro 1 muestra los resultados obtenidos: 6,6 kb y 798°C serían las condiciones extremas que fueron alcanzadas durante el metamorfismo que afectó a la zona septentrional del Complejo Tolombón (ver fig. 2). La temperatura calculada es considerablemente superior al comienzo de la fusión ($645\text{-}695^\circ\text{C}$) en rocas de composición grauwáquica encontradas por Von Platten *et al* (1966) en el intervalo de 2-10 kb de $P_{\text{H}_2\text{O}}$. De convalidarse estos resultados, debe admitirse que durante el pico metamórfico la anatexis debió ser un fenómeno común que alcanzó extensiones regionales.

Conectada a estas deducciones debe observarse que las migmatitas desarrolladas en escala regional son exclusivas de la zona septentrional del Complejo Tolombón y que en general las rocas graníticas de la sierra de Quilmes se hallan mayoritariamente vinculadas a este Complejo.

Las asociaciones con ortopiroxeno de la zona de Colalao del Valle son asimismo indicadores de altas temperaturas, que según Winkler (1976) pueden variar de 650°C hasta 850°C , con $P_{\text{H}_2\text{O}}$ considerablemente menores que la presión total. Este mismo autor sugiere además que las granulitas metasedimentarias (pelíticas y psamíticas) provienen de rocas metamórficas de alto grado que han sufrido un *segundo periodo metamórfico* y por ende de deshidratación (cf. Winkler, *op. cit.*, pág. 269). Esta última

observación es particularmente interesante ya que en el sector septentrional de la sierra de Quilmes se han encontrado evidencias de dos periodos metamórficos regionales (Rapela, 1976 a), evidencias que estarían en concordancia con la anterior aseveración.

Finalmente es importante establecer, según se desprende de la figura 2, que las diferencias en condiciones físicas entre el metamorfismo regional progresivo del Complejo Agua del Sapo y el similar del Complejo Tolombón no están dadas exclusivamente por la presión, ya que las temperaturas alcanzadas en las zonas de alto grado de este último complejo superan considerablemente a las correspondientes del Complejo Agua del Sapo.

Dataciones radimétricas

En el cuadro 2 se presentan las dataciones radimétricas de rocas graníticas y metamórficas de la sierra de Quilmes que se disponen hasta el presente, conjuntamente con otras de áreas aledañas. Dentro de la sierra, los datos corresponden a las rocas graníticas o a las rocas metamórficas de la zona septentrional del Complejo Tolombón. No se dispone de datos del Complejo Agua del Sapo ni de las zonas austral y occidental del Complejo Tolombón.

Es evidente que la escasez de datos imposibilita sacar conclusiones definitivas respecto de la geocronología de los eventos ígneos y metamórficos de la sierra, y aun algunas de las dataciones obtenidas son de cuestionable validez (cf. Rapela, 1976 a).

Las dataciones de gneises y migmatitas de Cafayate, Tolombón y Colalao del Valle y de rocas ígneas y metamórficas de áreas aledañas (Granodiorita y Cuchiyaco y filitas moteadas de La Punilla) son coincidentes en asignar una edad ordovícica a las mismas. De acuerdo con estas mediciones, las rocas que componen el Complejo Tolombón pertenecerían a un ciclo ígneo metamórfico de edad ordovícica.

Las edades obtenidas para el granito intrusivo de Tres Cerritos estarían indicando asimismo la existencia de una actividad ígnea postcinemática de edad Devónica. Al noroeste de la sierra, el Granito Cerro Amarillo certificaría también la presencia de intrusiones graníticas paleozoicas, postordovícicas.

Cuadro de resultados Geocronométricos de rocas ígneas y metamórficas de la sierra de Quilmes

Roca N°	Material analizado	K %	Ar ^{rad} mol/g	⁴⁰ Ar Atm %	Edad y error en millones de años
Cafayate	Granito Moscovita	8,37	85,731 x 10 ⁻¹⁰	56	490 ± 15 (5)
Cuchiyaco	Granod. Biotita	6,88	66,325 x 10 ⁻¹⁰	3,2	472 ± 15 (5)
La Punilla	Filita Biotita	5,76	53,942 x 10 ⁻¹⁰	5,3	465 ± 15 (5)
Tolombón	Gneis Biotita	7,23	66,274 x 10 ⁻¹⁰	3,7	455 ± 15 (5)
Cachi	Filita Roca Total	4,00	36,201 x 10 ⁻¹⁰	1,7	450 ± 15 (4)
Tolombón	Gneis Biotita	7,80	69,483 x 10 ⁻¹⁰	19,0	445 ± 15 (5)
Cafayate	Gneis Biotita	6,94	62,195 x 10 ⁻¹⁰	5,6	445 ± 15 (5)
Tolombón	Gneis Moscovita	4,82	41,347 x 10 ⁻¹⁰	21,1	430 ± 20 (5)
Colalao del Valle	Migmatita-Roca Total	0,36	3,091 x 10 ⁻¹⁰	7,3	430 ± 15
Molinos	Granito-Biotita	7,53	1,427 x 10 ⁻⁴	93,6	423 ± 20 (1)
Cachi	Filita-Roca Total	3,71	30,353 x 10 ⁻¹⁰	3,7	410 ± 15 (4)
Molinos	Gneis-Biotita	7,69	1,347 x 10 ⁻⁴	86,2	395 ± 20 (1)
Cafayate	Granito Biotita				391 ± 16 (2)
Tres Cerritos	Granito-Biotita				374 ± 10 (2)
Tres Cerritos	Granito-Biotita	6,41			374 ± 10 (2)
Tres Cerritos	Granito-Biotita				373 ± 10 (2)
Tres Cerritos	Granito-Biotita	7,54			373 ± 10 (2)
Colalao del Valle	Granulita-Roca Total	0,31	2,144 x 10 ⁻¹⁰	22,1	353 ± 15
Cerro Amarillo	Granito-Biotita	5,14	32,688 x 10 ⁻¹⁰	14,7	330 ± 10 (5)
Tolombón	Tonalita-Biotita	6,62	41,256 x 10 ⁻¹⁰	7,5	320 ± 10 (5)

(4) - Toselli-Aceñolaza (1977).

(5) - Rapela (1976).

(1) - Halpern-La Torre (1973).

(2) - Gonzalez-Hoselli (1974).

(3) - Cabrera (1973).

Lista de trabajos citados en el texto

- Althaus, E., 1969. *Das System $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine*. Neues Jahrb. Mineral. Abhand. 111: 74-161.
- Brackebusch, L., 1891. *Mapa Geológico del interior de la República Argentina*. Escala 1:1.000.000. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba. Gotha.
- Cabrera, M., 1973. *Las rocas del basamento en el área de Tres Cerritos, Sierra del Cajón o de Quilmes, prov. de Catamarca*. Seminario de Licenciatura, Fac. de Ciencias Naturales, U.N.T. (inédito).
- Caminos, R., 1972. *Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan*. En *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba.
- Currie, K. L., 1971. *The reaction 3 Cordierite = 2 Garnet + 4 Sillimanite + 5 Quartz as a Geological Thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario*. Contr. Min. Petrol. 33: 215-226.
- Deer, N. A., R. A. Howie y S. Zussman, 1972. *Rock Forming Minerals*. 1, Longman.
- Ferreiro, V. y R. Mon, 1973. *Geomorfología y tectónica del Valle de Santa María*. Acta Geol. Lilloana, XII: 5, Tucumán.
- Frenguelli, J., 1937. *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María*. Univ. Nac. de La Plata. Obra Cincuentenario Museo de La Plata, 2: 215-572, La Plata.
- González Bonorino, F., 1950. *Algunos Problemas Geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. V (3): 81-110, Buenos Aires.
- 1970. *Migmatitas: bases para una nomenclatura*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2): 262-263, Buenos Aires.
- González, R. y A. Toselli, 1974. *Radiometric Dating of the igneous rocks from Sierras Pampeanas*. Rev. Brasileira de Geociencias. 4: 3.
- Gordillo, C., K. Hayase y E. Gelós, 1971. *Composición y propiedades físicas de la cordierita en las migmatitas graníticas de las Sierras de Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (3): 317-325, Buenos Aires.
- Halpern, M. y C. La Torre, 1973. *Estudio geocronológico inicial por el método rubidio-estroncio de rocas del noroeste de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 195-205, Buenos Aires.
- Kilmurray, J. O. y L. Dalla Salda, 1971 a. *Las fases de deformación y metamorfismo en el área del Cerro Valdivia, provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (1): 25-39, Buenos Aires.
- 1971 b. *Las fases de deformación y metamorfismo en la sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2): 245-263, Buenos Aires.
- 1977. *Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la sierra de San Luis*. Mus. La Plata. Rev. Obra Centenario (en prensa).
- Marmo, V., 1971. *Granite Petrology and the granite problem*. Elsevier Pub. Co., Amsterdam.
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Pub. Co., Amsterdam.
- Merodio, J. C. y C. W. Rapela, 1975. *Distribución de cobre y cinc en movilizados granitoides y rocas metamórficas de la región de Cafayate, provincia de Salta, República Argentina*. II Congr. Iber. Am. Geol. Econ. III: 505-522.
- 1977. *Distribución estadística de elementos mayoritarios en rocas granitoides y metamórficas asociadas*. Mus. La Plata, Rev. Obra Centenario (en prensa).
- Mirre, J. C., 1971. *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVI (1): 113-127, Buenos Aires.
- Navarro García, L. F., 1974. *Geología de la región comprendida entre la serranía del Cajón y Carachi Pampa (provincias de Catamarca y Salta)*. Tesis Doc. Univ. Nac. de La Plata. Inédita.
- Peña, H., 1972. *Las pegmatitas micacíferas del Cerro Pichao, Colalao del Valle, Dpto. Tafí, Tucumán*. Dir. Prov. de Minas de Tucumán. Inédito.
- 1974. *Pegmatitas micacíferas de las sierras de Quilmes o El Cajón Dpto. Tafí, provincia de Tucumán*. Bol. Minero 1, Tucumán.
- Porto, J. C., 1959. *Pegmatitas micacíferas de las minas Pichao y Alto Cazadero, Cerro Pichao, Sierra Oriental de Quilmes, Tucumán*. Dir. Prov. Minería, Tucumán (inédito).
- Rapela, C. W., 1976 a. *El basamento metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (3): 203-222, Buenos Aires.
- 1976 b. *Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (4): 260-278, Buenos Aires.
- Read, H. H. y A. G. MacGregor, 1948. *British Regional Geology. The Grampian Highlands*. 2nd. Ed. GSM.
- Rassmuss, J., 1918. *La Sierra del Aconquija*. Prim. Rev. Nac. Soc. Arg. Ciencias Nat. Tucumán, 1916. Buenos Aires. 1918-1919.

- Ruiz Huidobro, O. J., 1966. *Contribución a la geología de las Cumbres Calchaquies y Sierra del Aconquija (Tucumán-Catamarca)*. Acta Geol. Lilloana, VIII: 215, Tucumán.
- Stelzner, A., 1885. *Beitrag zur Geologie und Palaentologie der Argentinischen Republik*. Geologischer Theil Cassel und Berlin. Versión castellana: *Contribuciones a la geología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre 32° y 33° S*. Acad. Nac. de Ciencias, Actas, VIII, Córdoba, 1923.
- Toselli, J. N., A. J. Toselli de Rossi y G. A. Toselli, 1976. *Migmatización y metamorfismo en el basamento de la sierra de Quilmes, al oeste de Colalao del Valle, provincia de Tucumán, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 83-94, Buenos Aires.
- Toselli, A. J. y F. G. Aceñolaza, 1977. *Geocronología de las Formaciones Puncoviscana y Suncho, provincias de Salta y Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1): 76-80, Buenos Aires.
- Turner, J. C., 1962. *Estratigrafía de la región al naciente de la Sierra de Laguna Blanca, Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVII (1): 11-45, Buenos Aires.
- 1973. *Descripción geológica de la Hoja 11 d, Laguna Blanca*. Bol. 142. Min. Industria y Minería. Subsecretaría de Minería.
- Von Platen, H. y H. Höller, 1966. *Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O-Druk*. Neues Jahrb. Mineral. Abhand 106.
- Winkler, H., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Fourth Edition. Springer Verlag, N. Y. Inc.
- 1967. *Ibid.*, 2nd. Ed.

Recibido: agosto 23, 1977.

NUEVA PUBLICACION ESPECIAL

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 5

ROCAS PIROCLASTICAS. INTERPRETACION Y SISTEMATICA

M. E. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis

Precio: Socios \$ 3.000

No socios \$ 5.000

ESTUDIO PETROLOGICO Y GEOQUIMICO PRELIMINAR DEL CUERPO BASICO DE LA REGION DE SAN FRANCISCO DEL MONTE DE ORO, PROVINCIA DE SAN LUIS

JULIO C. MERODIO, LUIS H. DALLA SALDA y CARLOS W. RAPELA

Instituto de Mineralogía, Petrología, Sedimentología y Geoquímica (IMPSEG),
Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

Resumen

En este trabajo se efectúa una caracterización preliminar petrológica y geoquímica del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro (provincia de San Luis). Se define la presencia de un complejo básico afectado por un metamorfismo dinamotérmico en facies de anfíbolitas almandínicas. Se efectuaron estudios estructurales que demostraron la existencia de tres fases de deformación que afectaron a las metabasitas y a las rocas de caja. El estudio geoquímico se basó en la determinación del contenido total y extraíble de ciertos elementos minoritarios y de hierro ferroso, y en el estudio estadístico de los valores encontrados. Se definen contenidos medios, variancias, valores umbrales locales y regionales, tipos de distribución y asociaciones funcionales de los contenidos en las metamorfitas.

1. — Introducción

En el llamado basamento metamórfico de las sierras de San Luis se encuentra intruída una serie de cuerpos básicos y ultrabásicos que fueron descriptos primitivamente por Gerth (1914) y más tarde con algún detalle por Pastore y Ruiz Huidobro (1952). Desde entonces, dichos intrusivos han motivado el interés científico-técnico de los especialistas debido a sus posibilidades como probables portadores de elementos de interés económico. De estos cuerpos, los más conocidos en la literatura geológica son los de Virorco y arroyo Las Águilas, debido a los estudios de González Bonorino (1962), quien efectuó una serie de consideraciones acerca de su posible génesis.

Recientemente, la Dirección General de Fabricaciones Militares ha efectuado trabajos de prospección minera en la región de arroyo Las Águilas y zonas aledañas, que demostraron la existencia de algunas concentraciones de elementos que activaron el interés por un conocimiento más completo de

Abstract

A preliminary petrological and geochemical characterisation of the basic body of the San Francisco del Monte de Oro (San Luis Province) is made.

The presence of a basic complex affected by a dynamothermal metamorphism in almandine amphibolite facies is defined.

Structural studies made demonstrate the existence of three deformation phases which affected the metabasites and the country rocks.

The geochemical study is based on the determination of the total and extractable contents of a few minor elements and ferrous iron, and the statistical evaluation of experimental data.

Mean values, variances, local and regional threshold values, types of distribution and functional associations of said contents in metabasites are given.

las diferentes corridas de cuerpos básicos emplazados en el basamento metamórfico de San Luis.

El cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro fue reconocido por primera vez durante las investigaciones realizadas por geólogos de Fabricaciones Militares, aunque hasta el momento no ha sido objeto de estudios petrográficos o geoquímicos detallados. Se quiere dejar aquí expresado el agradecimiento a esa Institución por haber puesto a disposición de los autores del presente trabajo, elementos cartográficos de la zona y la ubicación del cuerpo.

El objetivo de este trabajo ha sido realizar una caracterización preliminar, petrológica y geoquímica de dicho cuerpo, del cual se carecía de informaciones previas. Para ello se elaboró en primer lugar un fotomapa del área investigada, sobre el cual se volvieron los contactos litológicos y las estructuras regionales del complejo metamórfico, deducidos ambos en base a fotointerpreta-

ción y relevamiento de campo. Se estudiaron las características petrográficas de las rocas básicas y las metamorfitas de caja, determinándose además proporciones modales en las primeras.

La labor geoquímica se centró en la determinación de elementos minoritarios, extraíbles y totales (cromo, níquel, cobalto, cinc, plomo, litio, rubidio y estroncio) en ambos tipos de roca, y en la valoración de hierro ferroso. En base a un detallado estudio estadístico del contenido de estos elementos se determinaron funciones de distribución, contenidos medios, variancias y umbrales locales y regionales. Asimismo, en base a cálculos de correlación, se estudiaron posibles asociaciones y su significado geoquímico, determinándose las ecuaciones de regresión de las correlaciones estadísticamente significativas.

Finalmente, en base al análisis petrográfico y químico de cuatro muestras de la región del arroyo Las Aguilas y la información previa existente de ese sector, se compararon las características composicionales de ambas zonas.

2. — Geología y configuración estructural del área estudiada

El área reconocida en el presente informe se encuentra al norte de la provincia de San Luis, entre las localidades de La Carolina y San Francisco del Monte de Oro. Como se muestra en el plano geológico (fig. 1), las rocas básicas de interés están limitadas a dos afloramientos mayores y a una serie de cuerpos menores. Estos cuerpos rocosos, de formas lenticulares, se encuentran orientados en dirección SSW a NNE siguiendo la estructura regional dominante. Los afloramientos mayores presentan un tamaño que varía entre 3 y 4 km de largo con un ancho máximo de unos 600 metros, mientras que los menores oscilan entre los 100 y 200 metros de largo.

Tanto en la región del presente estudio, como en la señalada por Pastore y Ruiz Huidobro (*op. cit.*) estos cuerpos se encuentran alojados en las rocas igneo-metamórficas del complejo basamento cristalino de las Sierras Pampeanas.

El basamento de la zona estudiada se encuentra constituido esencialmente por metamorfitas y granitoides migmatíticos. Dentro del primer tipo de roca existen dos grupos que se distinguen en base al rango

metamórfico alcanzado. En la zona sur, inmediatamente al oeste de La Carolina, y hacia el este del río Calderón, se encuentra un predominio de rocas filíticas y esquistos de bajo rango, diaforéticos, con típicas asociaciones minerales de las facies de esquistos verdes. El resto de la región está caracterizada por una asociación de rocas —esquistos, gneises y migmatitas— que fundamentalmente pertenecen a las facies de anfibolitas almandínicas. Los cuerpos básicos estudiados se encuentran asociados con estos últimos tipos litológicos.

Estas metamorfitas de caja consisten principalmente de ectinitas y migmatitas de distintos tipos, de acuerdo con variaciones composicionales y estructurales. En general, los esquistos muestran poca esquistosidad ya que son muy frecuentes las variedades cuarzo-feldespáticas hasta cuarcíticas, en tanto que son escasos los tipos ricos en filosilicatos. Muy raramente es posible identificar en ellos, lo mismo que en los gneises y migmatitas, cristales de granate. Se trata de rocas grises claras, de grano mediano a fino, y de texturas granoblásticas y lentiblasticas con plagioclasa, cuarzo y a veces moscovita. Existen variedades de esquistos y gneises muy cuarzosos, con pérdida parcial o total de la esquistosidad o foliación. Muchas rocas observadas presentan, al igual que los gneises, porfiroblastesis de feldespatos, que se supone se encuentra sobreimpresa a la metamorfita de migmatización.

Los gneises muestran también colores grises, generalmente claros, tratándose de rocas bien foliadas y de grano mediano. Su foliación, en oportunidades, se torna de mayor escala (hasta decímetros) mostrando una posible herencia sedimentaria. Estas rocas son fundamentalmente cuarzo-feldespáticas y de composición granítica a granodiorítica. Son más ricas en microclino que los esquistos, mineral acompañado de moscovita y menos frecuentemente de biotita y almandino. La diferencia con los tipos descriptos más atrás como esquistos cuarzo-feldespáticos, estriba en la disposición estructural de sus minerales. Estas rocas se encuentran frecuentemente migmatizadas con penetraciones porfiroblásticas y venaciones cuarzo-feldespáticas, dando tipos litológicos transicionales a verdaderas migmatitas.

Las migmatitas consisten fundamentalmente en tipos embrechíticos, epibolíticos, agmatíticos y anatexíticos. De estos tipos, los más frecuentes son los citados en primer término, en especial las variedades embre-

chíticas o "en ojos", ya que prácticamente todo el complejo metamórfico de alto rango, se encuentra contaminado por la blastesis cuarzo-feldespática, representada principalmente por fenocristales aislados o en agregados lentiformes. Las epibolitas consisten en variedades de tipo gnéisico con engrosamiento o diferenciaciones de capas claras y paralelas a la esquistosidad del paleosoma. Dentro de las migmatitas homogéneas también se observan rocas de tipo anatexítico de colores rosados. Estas se encuentran constituyendo bancos de hasta varios metros de espesor, con relaciones concordantes en gneises y embrechitas. Las mismas presentan un aspecto granítico con texturas granoblásticas, con microclino, oligoclasa y cuarzo como minerales félsicos dominantes, y moscovita y granate almandínico como residuales metamórficos.

Es importante señalar que de los distintos tipos de migmatitas observados, los más importantes desde el punto de vista de la petrología de las rocas básicas en consideración, son las agmatitas, puesto que presentan su paleosoma constituido por las metabasitas de los cuerpos en estudio.

La estructura del basamento cristalino

De la observación directa de campo, de las fotografías aéreas y de los diagramas petro-tectónicos (fig. 1), es posible determinar una orientación penetrativa principal de las estructuras mayores regionales y mesoscópicas de dirección NNE-SSW.

Esta orientación estructural mayor y dominante está dada a nivel regional, por la disposición paralela y preferida en la citada dirección de los planos axiales y ejes de los pliegues, por la dirección de alargamiento de los cuerpos graníticos y básicos, por el rumbo de la foliación en escala de foto aérea, especialmente de gneises y migmatitas y, finalmente, por la orientación de un sistema principal de fallamiento y diaclasamiento. Este dominio tectónico regional también está muy bien representado a niveles mesoscópicos, observándose en el campo la misma orientación para las estructuras menores, tales como pliegues parásitos, esquistosidad, foliación y clivajes.

Es de destacar que, no obstante conservar el rumbo, la inclinación del plegamiento a niveles mesoscópicos se ve alterada. Generalmente la dirección de la inclinación de los ejes de pliegues menores es coincidente

con el NNE, en tanto que, tal como lo muestra la proyección estereográfica de estos elementos, se encuentra también un grupo de ejes con inclinaciones en la dirección contraria, es decir al SSW.

Es importante asimismo señalar que este dominio estructural no es el único presente, ya que de la observación de las fotografías aéreas y de la interpretación de los diagramas de fábrica, es posible definir otra dirección en la orientación de las estructuras de las metamorfitas del basamento. Estos elementos, en especial pliegues de gran escala como los que se observan en el tercio austral del área en estudio, parecen indicar una deformación con orientación SE-NW. Es de destacar también, que es según esta orientación por donde corren buena parte de las principales fracturas de la región.

Se entiende que sería necesario entonces explicar los cambios de dirección de inclinación de los ejes de los pliegues de la primera orientación citada, por los efectos de los esfuerzos deformantes de la segunda, referida a orientaciones SE-NW.

En tal sentido, es de señalar que ya han sido citadas fases superpuestas de deformación para la región central y sur de la Sierra de San Luis. Kilmurray y Dalla Salda (1977) refieren la orientación NNE-SSW a un "dominio B", caracterizándolo por la disposición de fajas paralelas a ese rumbo con estructuras planares muy marcadas, orientación de cuerpos graníticos elongados, y pliegues y fajas de estiramiento tectónico. Por otro lado, estos autores refieren la orientación SE-NW al "dominio C", caracterizándolo fundamentalmente por fracturación.

El complejo básico de San Francisco del Monte de Oro

Del análisis de las fotografías aéreas es posible definir la presencia de una serie de afloramientos más o menos continuos de estas rocas que, en conjunto, constituyen el denominado "complejo básico". Este consiste entonces en dos afloramientos mayores que ocupan una extensión de entre 3 y 4 km de largo, y varios menores que no superan los 200 metros de desarrollo longitudinal, y que se encuentran intercalados en concordancia dentro del basamento igneo-metamórfico de la región.

El complejo se encuentra deformado siguiendo el estilo regional; las rocas, princi-

palmente *anfíbolitas*, se presentan constituyendo espesos afloramientos de hasta varias decenas de metros de potencia, como por ejemplo al norte de la quebrada del río Claro, o en capas de escaso desarrollo, intercaladas en esquistos, gneises y migmatitas, como ocurre muy frecuentemente hacia el límite este del complejo. Es importante señalar que, sobre la base de las características estructurales observadas, es posible que exista una repetición de las rocas aflorantes por plegamientos (fig. 1).

Dentro del complejo se observan megascópicamente distintos tipos litológicos, que obedecen a cambios composicionales y texturales. Entre los primeros se encuentran rocas definidas por una mayor o menor concentración de minerales oscuros (principalmente anfíbol), mientras que las variedades según la fábrica, consisten en modificaciones estructurales que producen tipos esquistosos y/o macizos, o modificaciones texturales, como por ejemplo afaníticas o granoblásticas gruesas.

Estos cuerpos definitivamente anfíbolíticos, muestran a menudo y especialmente sobre los contactos orientales con las metamorfitas de caja, delgadas intercalaciones de rocas foliadas cuarzo-feldespáticas, asimilables a gneises o esquistos. Estas intercalaciones conservan el mismo rumbo general (aproximadamente norte-sur) y buzamiento que las metamorfitas regionales.

En la región austral del cuerpo mayor norte, inmediatamente al sur del puesto Gutiérrez, afloran varios cuerpos lentiformes entre 50 y 200 metros de largo, que aparecen también en relación concordante con las metamorfitas graníticas de la zona. Estos cuerpos se hacen aún más ricos en anfíbol hacia los bordes, mientras que en la parte central presentan foliación, dada por una concentración planar de plagioclasa y minerales oscuros. Es de señalar que esta foliación tiene un rumbo coincidente con el alargamiento de los afloramientos y, por consiguiente, con el rumbo regional de las metamorfitas. En la parte central de los cuerpos existe también desarrollo de clivaje, que coincide con la foliación del cuerpo y de la roca de caja.

En algunas partes, estos cuerpos presentan el aspecto de "megabrechas" de tipo agmatítico, observándose bloques de anfíbolitas de hasta 5-6 metros, rodeadas por una matriz granítica. Estos bloques paleosomáticos se encuentran dispuestos irregularmente, y presentan cambios de rumbo cuando

se localizan en los mismos superficies planares metamórficas.

En la región norte del río Claro, las rocas anfíbolíticas y sus relaciones estructurales son muy semejantes, adquiriendo la metabasita una esquistosidad muy marcada en la proximidad del contacto oriental con las metamorfitas gnéissicas. Es también interesante señalar que en esta zona cercana al contacto, las rocas se observan altamente deformadas por un intenso plegamiento de pequeña longitud de onda, mientras que en el borde oeste, aparecen tanto anfíbolitas esquistosas como macizas, y no muestran mayores señales de deformación.

3. — Petrografía de las anfíbolitas

Megascópicamente las rocas presentan un color gris verdoso oscuro, y son de grano mediano a grueso. Estructuralmente se encuentran tres variedades fundamentales: macizas, foliadas y esquistosas. El primer tipo es el más abundante, tratándose de rocas homogéneas sin signo megascópico de discontinuidades estructurales.

Al microscopio revelan texturas granoblásticas a decusadas, menos comúnmente nematoblásticas y poiquiloblásticas, presentando algunas rocas una incipiente textura cataclástica. Las variedades que megascópicamente se muestran foliadas, presentan una poca marcada alternancia de capas (de pocos milímetros de espesor), claras y oscuras, dada por concentraciones diferenciales planares de anfíboles y félsicos. Las variedades esquistosas muestran un desarrollo, también pobre, de plano de esquistosidad inducidos por la disposición paralela de los cristoloblastos de anfíbol.

El análisis petrográfico revela que se encuentran compuestas por anfíbol verde pleocroico, una plagioclasa intermedia a básica y cuarzo. Estos minerales son acompañados por cantidades menores de epidoto, opacos y accesorios tales como apatita.

El anfíbol es el mineral dominante (ver modas, cuadro 1), encontrándose en cantidades que van de 60 a 80 %. Se trata de individuos con una fórmula de pleocroismo usualmente $x = \text{verde oliva claro}$, $y = \text{verde claro}$, $z = \text{verde amarillento claro}$. De acuerdo con otras propiedades ópticas determinadas (cuadro 1), los diagramas presentados por Troeger (1952) y con los análisis de rayos X efectuados en las rocas de estudio, es posible incluir a la mayoría de estos

CUADRO 1. — Composición mineralógica modal de rocas representativas del cuerpo básico de San Francisco del Monte de Oro (provincia de San Luis)

Muestra	P 11	P 15	P 17	SF 8	SF 9	SF 10	SF 12	PO 3	PO 5	PO 7	Po 8
Anfibol (%)	76,39	71,12	58,0'	79,74	78,42	77,72	68,83	72,12	73,24	65,88	60,55
Félsico (%)	14,31	20,90	21,79	12,78	14,79	10,56	13,45	17,72	17,94	15,95	24,07
Epidoto (%)	2,74	—	Tz	0,28	0,90	—	2,78	—	—	—	—
Opacos (%)	6,56	7,09	10,14	7,20	5,90	11,62	14,96	9,29	8,82	17,17	15,38
Accesor. (%)	Tz	0,89	Tz	Tz	Tz	Tz	Tz	0,87	Tz	Tz	Tz
Anortita plagioc. (%)	40	38	50	60	48	48	20	40	52	30	32
Anfiboles Z:C	25°	27°	23°	20°	22°	25°	26°	24°	22°	27°	22°
2 Vx	85°	90°	84°	75°	85°	85°	80°	60°	84°	85°	90°

Las modas se elaboraron contando 1.000 puntos con contador Swift.

Tz: a menos de 0,1 %.

anfíboles dentro del grupo de las hornblendas magnesianas. Solamente en una de las muestras de anfíbolita analizadas (PO3), fue posible individualizar anfíboles con valores de 2Vx y ZC que denotan hornblendas más ricas en hierro y manganeso.

Es de destacar que es común encontrar en las rocas dos generaciones o poblaciones de anfíbol de distinto tamaño, siendo los más pequeños de forma fibrosa. Cuando existen porfiroblastos de anfíbol, éste incluye en relaciones poiquiloblásticas, pequeños cristaloblastos granulares de cuarzo, plagioclasa y/o epidoto.

La plagioclasa, el principal félsico de estas rocas, tiene una composición que varía entre andesina básica y labradorita ácida (comúnmente An40-50). Se encuentra constituyendo cristaloblastos xenomórficos, aislados según las leyes de Albita, Carlsbad y Periclino. Es de hacer notar que en varias de las rocas estudiadas, los sistemas de maclas se encuentran muy poco marcados. Es debido a este factor, a la extinción ondulante y a la alteración que pueden presentar, que en algunos casos, la determinación de su composición se vio dificultada.

En las rocas más ricas en anfíbol, la plagioclasa es intersticial, constituyendo finos agregados lentiformes asociada con xenoblastos de cuarzo, con apariencia de agregados cataclásticos con textura de morterc.

El cuarzo, usualmente asociado con la plagioclasa, se observa xenoblástico y de extinción ondulante. Se lo encuentra como individuo aislado entre los cristales de plagioclasa —aproximadamente de su mismo tamaño— o en agregados lentiformes o venosos, que en las variedades planares son concordantes con las superficies S de foliación o esquistosidad. Es frecuente que en los cristaloblastos de cuarzo existan inclusiones aciculares de apatita.

En los distintos tipos de metabasitas es posible también observar minerales del grupo de los epidotos. Estos minerales presentan formas prismáticas granulares, y son de color amarillo verdoso pálido a incoloro, encontrándose distribuidos uniformemente en las rocas. Se han observado variedades pistacíticas y otras de baja birrefringencia, algunas veces anómala, que corresponden a tipos zoisíticos a clinzoisíticos.

En las metamorfitas estudiadas se encuentran siempre presentes, en forma relativamente abundante, minerales opacos. Estos se encuentran como finos gránulos individuales irregularmente distribuidos, o como concentraciones mayores (1 a 3 mm) en regiones preferidas, aparentemente vinculadas a zonas de los cortes delgados más ricos en plagioclasa y cuarzo. Solamente han sido estudiados preliminarmente, ya que se entiende que deberían efectuarse cortes meta-

lográficos para establecer la clasificación específica de estos minerales opacos. De todas maneras, del análisis con luz reflejada en secciones delgadas transparentes, es posible indicar que se trata fundamentalmente de minerales de hierro, principalmente magnetita y hematita, y en menor proporción cromita y/o picotita. La magnetita es xenomórfica a subidiomórfica, y se encuentra a menudo recubierta por una capa de oxidación de hematita y limonita. Es de destacar que estos últimos minerales también se encuentran como individuos aislados, rellenando finas fracturas de las rocas.

Finalmente caben señalar los principales minerales accesorios, entre los que se destacan cristales pequeños e idiomórficos de apatita, titanita y, en una única muestra, también cantidades menores de calcita en forma de delgados lentes concordantes con la esquistosidad de la roca.

4. — Geoquímica

4.1. MUESTREO

La toma de muestra se efectuó en su mayor parte, a lo largo de perfiles transversales a la estructura mayor del complejo. Siguiendo una dirección N-S, el primero de ellos fue levantado unos 600 metros al norte del río Claro; otro sobre la quebrada del mismo río; un tercero sobre el camino que une las localidades de La Carolina y San Francisco del Monte de Oro, y por último, el cuarto en las inmediaciones del puesto Gutiérrez (fig. 1). En el nombrado en primer término, la toma de muestra fue realizada a intervalos equidistantes.

En los afloramientos aislados de rocas básicas, principalmente aquellos situados al sur del puesto Gutiérrez, se realizó un muestreo del tipo "al azar", ubicándose las muestras en el fotomapa del área.

En total se tomaron 90 muestras, de las cuales se seleccionaron 36 para análisis químico, 29 especímenes de rocas básicas y 7 de rocas metamórficas de caja.

4.2. METODOLOGÍA QUÍMICA

El análisis químico de las muestras procesadas incluyó dos aspectos diferentes: a) La determinación de la fracción extraíble de los elementos litio, cobre, cinc, cobalto, níquel, cromo y plomo, por tratamiento

de las muestras con agua regia. b) La valoración del contenido total de los elementos litio, cobre, cinc, cobalto, níquel, cromo, rubidio y estroncio entre los minoritarios, y del hierro ferroso como elemento mayoritario.

La metodología química de ataque y disolución de las muestras, presentó marcadas diferencias de acuerdo con los aspectos señalados. Con excepción de la valoración de hierro ferroso en la que se empleó el método volumétrico desarrollado por Wilson (1960), las determinaciones finales de los elementos (tanto de la fracción extraíble como del contenido total) fueron realizadas por espectrometría de absorción atómica con llama, empleándose un equipo marca Jarrell Ash modelo 82-251 (Atomsorb) de lectura directa, adicionado de un registrador marca Recordall modelo FSO1WSO tipo A.

- a) Determinación de la fracción extraíble de litio, cobre, cinc, cobalto, níquel, cromo y plomo

Técnica de ataque

A 1,0000 gramos de muestra finamente pulverizada (tamiz de malla 200) se adicionaron 2,5 ml de agua regia diluida (1 + 1) y se dejó en contacto a temperatura ambiente por aproximadamente 12 horas. Posteriormente se calentó en baño de maría a 85°C durante 1 hora y se llevó a volumen de 10 ml, dejando decantar finalmente por 24 horas, antes de proceder a efectuar las valoraciones.

Determinación analítica

La técnica de absorción atómica se basó en la construcción de curvas de calibrado con soluciones de concentraciones crecientes de los elementos a analizar, en un medio de acidez controlada y de fuerza semejante a la obtenida por tratamiento de las muestras con agua regia. En un trabajo previo se muestra la composición de las soluciones patrones de cada analito (Merodio y Rapela, 1976).

- b) Determinación del contenido total de litio, cobre, cinc, cobalto, níquel, cromo, rubidio y estroncio

Técnica de ataque

La disolución total de las muestras se llevó a cabo de acuerdo con el procedimiento

CUADRO 2. — Análisis químico de algunos elementos minoritarios y de hierro ferroso de cuerpos básicos y rocas metamórficas de la región de San Francisco del Monte de Oro, y de cuatro ultrabasitas de la zona del arroyo Las Aguilas

ELEMENTO	METABASITAS (ANFIBOLITAS) SAN FRANCISCO DEL MONTE DE ORO																					
	CONTENIDO (P.P.M.)	SF-2	SF-4	SF-5	SF-8	SF-12	PO-5	PO-4	PO-3	PO-2	PO-6	PO-7	PO-8	PO-10	PO-12	PO-13	PO-14	P1-1	P1-2	P1-3	P1-7	
Litio	Total	30	15	28	25	28	44	39	19	15	15	13	18	32	15	120	32	15	12	18	12	12
	Extraíble	2.0	2.0	3.5	1.5	1.5	1.5	2.0	2.0	2.5	3.0	2.0	1.0	2.3	1.5	8.5	2.5	1.0	1.5	3.5	0.5	0.5
Cobre	Total	100	155	125	95	120	55	155	170	115	160	125	95	40	130	65	97	130	60	110	55	55
	Extraíble	65	32	75	65	55	20	67	46	52	115	83	4	20	58	45	34	120	40	110	10	10
Cinc	Total	116	131	148	172	209	209	170	170	172	122	142	148	111	122	172	86	360	160	163	172	3
	Extraíble	8	7	16	45	75	23	12	25	31	16	15	17	26	8	16	6	14	33	8	3	3
Cobalto	Total	110	50	120	100	62	110	72	62	55	50	55	34	10	50	72	80	50	22	14	27	3
	Extraíble	6	6	12	8	4	4	8	6	4	14	16	4	6	4	2	6	4	4	4	4	3
Níquel	Total	235	85	280	155	100	110	70	135	70	100	70	85	50	70	80	135	70	80	40	50	50
	Extraíble	12	17	24	19	17	12	19	24	24	28	19	17	19	17	17	24	17	12	12	8	8
Cromo	Total	470	100	190	130	150	330	60	260	130	100	80	190	130	110	60	190	100	80	60	190	190
	Extraíble	28	33	28	40	40	28	40	50	40	50	40	33	120	33	40	28	28	40	28	28	28
Plomo	Total	3	7	20	85	37	7	3	32	17	10	20	13	13	7	10	9	12	67	13	3	3
	Extraíble	3	7	20	85	37	7	3	32	17	10	20	13	13	7	10	9	12	67	13	3	3
Rubidio	Total	5	7	13	2	10	10	7	2	2	2	2	13	160	5	110	13	2	13	7	2	2
Estroncio	Total	100	125	110	160	150	120	170	120	220	160	175	110	60	275	173	148	117	100	117	173	173
Hierro ferroso	Total (%)	8.49	7.47	10.84	7.83	7.36	6.27	11.16	9.47	8.51	7.56	6.80	9.52	3.47	8.98	1.90	7.20	8.01	7.68	6.77	7.60	7.60
ELEMENTO	ROCAS METAMORFICAS DE CAJA																					
	CONTENIDO (P.P.M.)	P1-9	P2-4	P2-5	P2-6	P2-7	G-1	P1-6	P1-10	P1-11	SF-6	SF-11	PO-1	PO-11	P1-13	P2-2	P2-9	U-1	U-2	U-3	U-4	
Litio	Total	34	25	22	16	28	54	10	36	18	10	10	50	27	53	53	12	6	8	9	15	15
	Extraíble	5.0	2.0	0.5	3.5	3.0	4.0	5.0	4.0	2.0	1.0	0.5	1.0	2.5	3.3	3.0	2.0	0.2	0.5	3.0	2.0	2.0
Cobre	Total	115	97	70	38	77	52	22	105	125	25	20	12	5	10	16	12	3120	5350	255	330	330
	Extraíble	58	45	27	11	30	32	13	52	65	11	15	4	5	8	8	8	3040	4800	200	300	300
Cinc	Total	112	111	142	131	356	125	47	125	100	11	33	64	13	36	67	7	153	200	91	71	71
	Extraíble	17	12	7	22	7	35	30	6	7	5	6	13	4	23	8	6	7	7	7	9	6
Cobalto	Total	55	40	62	50	100	40	12	90	55	10	12	6	12	10	22	10	380	484	90	240	240
	Extraíble	6	5	2	5	6	16	8	14	10	2	4	2	4	5	1	4	375	450	35	220	220
Níquel	Total	120	70	80	145	240	70	30	85	110	30	20	15	20	20	40	30	3350	3450	450	2520	2520
	Extraíble	12	17	17	19	28	37	19	19	17	17	15	12	12	17	12	12	1500	1550	180	1000	1000
Cromo	Total	240	150	60	580	190	150	60	100	300	40	15	15	30	40	15	30	4300	4500	3650	3350	3350
	Extraíble	40	33	18	40	28	140	33	10	40	28	13	13	28	40	10	28	200	180	140	600	600
Plomo	Total	13	9	7	7	3	13	10	9	10	7	17	13	7	10	10	10	12	12	10	10	10
	Extraíble	13	9	7	7	3	13	10	9	10	7	17	13	7	10	10	10	12	12	10	10	10
Rubidio	Total	5	20	2	5	5	60	35	7	5	162	226	254	245	174	205	209	5	2	1	7	7
	Extraíble	122	102	123	120	105	225	80	110	118	30	35	55	40	85	55	40	25	20	30	60	60
Hierro ferroso	Total (%)	6.77	8.38	10.84	5.86	8.19	4.56	2.93	7.60	5.80	0.94	0.45	0.48	0.68	0.83	0.72	1.73	7.56	7.20	—	7.26	7.26

basado en el tratamiento con mezcla de los ácidos perclórico y fluorhídrico, según se describe en trabajo anterior (Merodio y Rapela, 1974), partiendo de 1,0000 gramos de muestra y llevando a un volumen final de 50 ml de solución de acidez clorhídrica del 5 %.

Determinación analítica

La metodología se basó en la construcción de curvas de calibrado con soluciones sintéticas que reproducían la composición media de las rocas analizadas. Los detalles operacionales de algunos elementos (cobre, litio, cinc, rubidio y estroncio) se describen en el citado trabajo de Merodio y Rapela (1974).

4.3. CARACTERES GEOQUÍMICOS Y ESTUDIO ESTADÍSTICO

4.3.1. *Definición del paisaje geoquímico*

El cuadro 2 muestra los resultados generales de los contenidos totales y extraíbles de los elementos analizados. Las muestras se han dividido en tres grupos: el primero, compuesto de 29 especímenes, corresponde a las rocas básicas (anfíbolitas); el segundo, con siete representantes, a las rocas metamórficas de caja, y finalmente, y a los efectos comparativos, se han incluido los resultados del análisis realizado a cuatro muestras de rocas ultrabásicas correspondientes a la zona del arroyo Las Águilas.

Con el objeto de estudiar las características de distribución de los elementos analizados, es decir, definir el paisaje geoquímico de la región en estudio, se han calculado las medias aritméticas (\bar{X}), las desviaciones típicas (S) y los valores umbrales locales y regionales ($\bar{X} + 2S$). Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 3, la que incluye los porcentajes extraídos con agua regia, respecto del contenido total del elemento minoritario. Dichos valores figuran entre paréntesis en las columnas de las medias aritméticas, junto con los datos de los contenidos extraíbles.

Una de las determinaciones fundamentales relacionadas con las características de distribución de los elementos en un medio geoquímico definido, es la adaptación del modelo empírico a alguna ley o función teórica. Los numerosos estudios realizados hasta el presente (Ahren, 1954 a; 1954 b; 1963 a; 1963 b; 1963 c; 1964; 1966; Durovic, 1959; Shaw, 1961; Rooke, 1964; Rodionov,

1965, etc.) han demostrado que las distribuciones de los elementos en minerales y rocas se adaptan fundamentalmente a la ley de distribución normal o a la lognormal.

Numerosos son los métodos que conducen a definir el tipo de distribución del contenido de un elemento en los distintos tipos de roca. En este trabajo se han aplicado las pruebas de significación en escala lineal y logarítmica, basada en la estimación de la asimetría y de la curtosis (Rodionov, *op. cit.*), la prueba de Pearson (Rodionov, *op. cit.*) y el desarrollo de diagramas de frecuencias acumuladas (Ahrens, 1963 b). En la prueba de Pearson (X^2) se ha elegido el nivel de significación del 5 %, confeccionándose los intervalos empleando el criterio sustentado por Agtenberg y Briggs (1963), que los define sobre la base de considerar en cada uno de ellos, un número igual o mayor de cinco frecuencias observadas. De esta manera se trabajó con un grado de libertad, siendo el valor límite 3,84 ($X^2_{5\%} = 3,84$). Las pruebas numéricas fueron llevadas a cabo mediante sendos programas de computación elaborados en el CESPI (U.N.L.P.).

El cuadro 3 muestra el tipo de distribución estadística de cada elemento analizado en las rocas básicas (T.D.), inferido en base al análisis de las pruebas de significación y de los diagramas de frecuencias acumuladas.

Los resultados logrados señalan una adaptación a la ley normal únicamente para los contenidos totales y extraíbles de cobre. La distribución de cobalto total no ha podido ser determinada (N.D.) puesto que se adapta a ambas leyes, con una tendencia más manifiesta hacia la función normal. El resto de las distribuciones acepta la ley lognormal, con excepción de la del hierro ferroso que no se adapta a ninguna de las dos leyes (asimetría negativa).

En la tabla 3 figuran también, entre paréntesis y junto con las medias aritméticas de los contenidos totales, los valores promedio mundiales de rocas basálticas, extraídos de Taylor (1965) y Krauskopf (1967). El análisis comparativo de estas dos series de datos, realizado sobre la base de principios estadísticos, impone tener en cuenta el aporte de la desviación típica que en estos casos ha sido altamente significativo. Por ello se considera como intervalo normal de valores de las rocas básicas de la región estudiada, la media aritmética adicionada y sustraída de una cantidad doble

CUADRO 3. — Valores de media aritmética (X), desviación típica (S), valores umbrales (S), valores umbrales (X_r + 2S) y tipos de distribución inferidos en base a las pruebas numéricas de significación y diagramas de frecuencia acumulada

ELEMENTO	CONTENIDO (P.P.M.)	ROCA BÁSICA		ROCA DE CAJA		VALORES UMBRALES		PARAMETROS ESTADÍSTICOS DE DISTRIBUCIÓN (ROCA BÁSICA)							
		\bar{X}	S	\bar{X}	S	l. BÁSICA	R. CAJA	$\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_1}$	$\frac{\gamma_1}{\sigma\gamma_1}$ LOG	$\frac{\gamma_2}{\sigma\gamma_2}$	$\frac{\gamma_2}{\sigma\gamma_2}$ LOG	χ^2	χ^2 LOG	D. F. A.	T. D.
Litio	Total	27,17 (10)	20,80	30,71	20,77	68,77	72,26	6,80	1,96	12,21	1,07	32,84	3,00	Lognormal	Lognormal
	Extraíble	4,53 (16,7)	7,97	6,14	11,88			7,55	2,23	12,65	1,79	72,44	2,93	Lognormal	Lognormal
Cobre	Total	98,55 (100)	38,60	14,29	6,85	172,30	27,59	0,21	2,11	1,08	0,36	2,71	5,62	Normal	Normal
	Extraíble	48,62 (60,3)	29,80	8,71	3,73			1,36	2,21	0,21	0,77	1,20	5,35	Normal	Normal
Cinc	Total	157,03 (100)	70,46	33,00	24,79	297,55	82,58	4,32	0,21	4,66	2,21	11,74	1,02	Lognormal	Lognormal
	Extraíble	18,86 (12,0)	15,05	9,29	6,73			4,13	0,15	4,67	0,67	14,14	1,85	Lognormal	Lognormal
Cobalto	Total	58,93 (50)	29,82	11,71	4,96	118,57	21,63	0,71	2,11	0,77	0,33	2,79	1,34	Normal (~)	N. D.
	Extraíble	6,79 (11,5)	4,00	3,14	1,46			2,39	0,36	0,01	0,64	15,58	2,66	Lognorm. (~)	Lognormal
Níquel	Total	104,14 (150)	59,61	25,00	8,66	223,36	42,32	3,26	0,59	1,74	0,33	10,26	1,19	Lognormal	Lognormal
	Extraíble	18,72 (17,9)	5,93	13,86	2,41			1,99	0,40	1,38	0,06	8,16	3,19	Lognormal	Lognormal
Cromo	Total	170,34 (200)	122,69	26,43	11,44	415,72	49,31	3,82	0,87	3,10	0,64	19,63	0,82	Lognormal	Lognormal
	Extraíble	40,59 (23,8)	26,30	22,86	11,05			3,82	1,33	7,70	3,11	65,97	3,53	Lognormal	Lognormal
Plomo	Total	18,24	21,23	10,57	3,51			5,94	1,11	6,38	0,25	33,85	2,33		Lognormal
	Extraíble							5,50							
Rubidio	Total	18,31 (30)	35,08	210,71	34,25	88,47	279,21	6,39	1,92	8,66	0,15	78,22	2,47		Lognormal
	Extraíble														
Estroncio	Total	137,52 (465)	45,94	48,57	18,64	229,40	85,85	2,41	0,32	1,17	0,25	13,88	0,87	Lognormal	Lognormal
	Extraíble														
Hierro ferroso	Total (%)	7,37 (7,0)	2,20	0,83	0,43	11,77	1,69	1,30	3,67	0,23	2,98	4,79	10,11	Asimet. (—)	No normal
	Extraíble														No lognormal

de su respectiva desviación típica. Analizado el problema en esos términos se encuentra que solamente el estroncio señala en las muestras básicas analizadas, valores anormales (por defecto) respecto de los considerados normales para las rocas basálticas.

El análisis comparativo de los valores umbrales obtenido para las rocas básicas y las metamorfitas de caja, señala marcadas diferencias, en correspondencia con la distinta composición química y mineralógica que caracteriza a ambos tipos de roca. Solamente el rubidio muestra en las rocas de caja valores promedio y umbral superiores a las básicas, como es lógico inferior dadas las propiedades cristalquímicas que caracterizan al elemento y a la naturaleza más ácida de la roca de caja.

De los elementos analizados, gran parte del cobre, cromo y plomo se presentan en las rocas de estudio como fases minerales independientes. Además, otra fracción llega a integrar las redes cristalinas de minerales esenciales, reemplazando el cobre al hierro ferroso, el cromo al hierro férrico, y el plomo al potasio y al calcio. Los demás componentes minoritarios analizados se caracterizan por integrar, *en su mayor proporción*, el retículo cristalino de los minerales componentes de las rocas, sustituyendo diadóticamente a elementos mayoritarios: litio a magnesio; cinc a hierro ferroso, cobalto y níquel a magnesio y hierro ferroso; rubidio a potasio, y estroncio a calcio y potasio.

Esta dualidad de comportamiento define diferencias en la resistencia de estos elementos a la acción disolvente de los reactivos químicos utilizados. El fenómeno se refleja en los distintos porcentajes obtenidos de fracción extraíble respecto de los contenidos totales: los valores encontrados para el cobre y el cromo (no se ha analizado el contenido total de plomo) son significativamente superiores al resto de los elementos, en perfecta correlación con sus mayores sensibilidades al ataque disolvente (cuadro 3). Incluso entre ambos existen marcadas diferencias (50 % y 24 %, respectivamente), que corresponden al desigual comportamiento frente a la acción del agua regia de las fases sulfuradas del cobre, respecto de los óxidos refractarios de cromo (fundamentalmente cromita). El cinc, níquel y cobalto podrían encontrarse también en este tipo de roca como fases sulfuradas independientes. Sin embargo, los reducidos valores porcentuales de extraíbles obtenidos con estos elementos, indican una neta predomi-

nancia del primer tipo de ocurrencia (reemplazo diadócico).

El estudio de los contenidos individuales de los elementos analizados en las rocas básicas (cuadro 2) revela que son muy pocas las muestras que superan sus correspondientes valores umbrales. Níquel, cobalto y cromo presentan respectivamente, tres, dos y un especímenes con contenidos anormales, encontrados en su mayoría en el perfil denominado SF (inmediaciones del puesto Gutiérrez). Los valores encontrados en las muestras de rocas ultrabásicas de la región del arroyo Las Águilas, superan holgadamente los valores umbrales de cobre, níquel, cobalto y cromo hallados para el cuerpo de San Francisco del Monte de Oro, resultado que era de preveer dada la naturaleza químico-mineralógica de dichas rocas ultrabásicas (González Bonorino, *op. cit.*).

Es útil señalar aquí, en relación con los resultados obtenidos con las rocas ultrabásicas, la eficiencia de la técnica de extracción que se empleó, reflejada en los elementos cobre y cobalto y en menor proporción en el níquel. Todos ellos se presentan en este tipo de roca fundamentalmente como fases sulfuradas. El cromo, como puede verse, muestra un comportamiento diferente al de aquellos elementos: su ocurrencia en este tipo de roca, principalmente formando fases refractarias de óxido como la cromita, hace menos eficiente la acción extractiva de los reactivos químicos comunes.

4.3.2. Perfiles geoquímicos

Como se ha explicado en el apartado 4.1., la mayor parte de las muestras se han tomado a lo largo de perfiles con dirección W-E, transversales al cuerpo básico. El primero de ellos, y ubicado a una distancia de aproximadamente 600 metros al norte del río Claro, fue realizado extrayendo los especímenes a intervalos regulares de 40 metros, en un recorrido total del afloramiento de algo más de 300 metros.

El análisis de los perfiles obtenidos para cada elemento, puntualiza dos aspectos principales: en primer lugar, la diferencia sustancial observada entre los contenidos de la roca de caja (que permiten definir umbrales regionales), y los del cuerpo básico, que conducen a fijar los umbrales locales. En segundo término se observa dentro del cuerpo básico una nítida tendencia general de decrecimiento, según la dirección W-E, de todos los elementos incluidos. Este fenó-

meno se hace relevante para el cobalto, cuyos valores extremos alcanzan una relación de 10 a 1; el cromo decrece alrededor de 2,5 veces; el níquel y el cinc 2 veces, y el cobre presenta contenidos extremos con una relación próxima a 1,5.

El significado de estas variaciones locales en el contenido de los elementos minoritarios deberá ser interpretado a la luz de estudios petrológicos detallados, principalmente en base a la determinación de posibles tendencias evolutivas de las rocas básicas.

4.3.3. *Análisis de asociación funcional de contenidos de los elementos analizados. Estudio de correlación y regresión simples*

La metodología moderna de la prospección geoquímica tiende fundamentalmente

al desarrollo de métodos de análisis rápidos y eficientes, por lo que las técnicas extractivas han alcanzado un creciente desarrollo, no siempre acompañados de la calidad y rendimientos necesarios. La bondad y eficacia de estos métodos están basados en la estrecha concomitancia que pueda llegar a existir entre los contenidos totales y extraíbles del componente, y los estudios estadísticos de correlación y regresión constituyen herramientas útiles para analizar precisamente estos problemas de interrelación de variables.

El cuadro 4 presenta entre otros, los resultados del estudio estadístico de correlación y regresión simples, realizado entre los contenidos totales y extraíbles de los elementos minoritarios analizados en las rocas básicas (Davies, 1966; Rodionov, *op. cit.*).

CUADRO 4. — Valores de coeficientes de correlación y ecuaciones de regresión simples de algunos sistemas correspondientes a contenidos de elementos en rocas básicas de la región de San Francisco del Monte de Oro (provincia de San Luis)

SISTEMA	COEFICIENTE DE CORRELACION	ECUACION DE REGRESION (Y) = P.P.M. (X _r) = %
1. — Li _E /Li _T	+ 0,480 *	Y = 0,180 . X ^{0,841}
2. — Cu _E /Cu _T	+ 0,656 *	Y = 0,655 + 0,497 . X
3. — Zn _E /Zn _T	— 0,002	
4. — Co _E /Co _T	+ 0,156	
5. — Ni _E /Ni _T	+ 0,242	
6. — Cr _E /Cr _T	+ 0,072	
7. — Cu _T /Fe _T	+ 0,567 *	Y = 23,989 + 10,113 . X
8. — Zn _T /Fe _T	+ 0,223	
9. — Co _T /Fe _T	+ 0,356	
10. — Ni _T /Fe _T	+ 0,385 **	Y = 54,64 . 10 ^{0,038} . X
11. — Cu _T /Ni _T	+ 0,248	
12. — Zn _T /Ni _T	+ 0,265	
13. — Zn _T /Co _T	+ 0,280	
14. — Rb _T /Sr _T	— 0,192	
15. — Ni _T /Co _T	+ 0,812 *	Y = 40,360 . 10 ^{0,006} . X
16. — Ni _T /Cr _T	+ 0,626 *	Y = 7,194 . X ^{0,520}
17. — Ni _E /Co _E	+ 0,523 *	Y = 10,584 . X ^{0,2964}
18. — Cu _E /Ni _E	+ 0,113	Y = 3,072 . X ^{0,625}
19. — Zn _E /Co _E	+ 0,023	
20. — Zn _E /Pb _E	+ 0,706 *	

R_{0,01 ; 27} = 0,470
R_{0,05 ; 27} = 0,367

* = significado al nivel del 1 %.
** = significado al nivel del 5 %.

De estos seis sistemas aquí considerados, solamente el correspondiente al Li_E/Li_T y Cu_E/Cu_T presentan coeficientes de correlación estadísticamente significativos. Para estos casos se han desarrollado las respectivas ecuaciones de regresión que aparecen en el cuadro 4.

En el desarrollo matemático de los cálculos se ha tenido en cuenta el tipo de distribución de los contenidos de los elementos analizados. La estadística teórica previene que las fórmulas convencionales que conducen a los valores de los coeficientes de correlación y regresión, sólo son válidas para el caso de distribuciones que siguen la ley normal. Rodionov (*op. cit.*) advierte que en el caso de distribuciones que aceptan la ley lognormal, el desarrollo de cálculos con valores normales, conduciría a resultados anómalos con serio peligro de aceptar una hipótesis nula, es decir, de dar como no significativa una correlación que realmente lo sea.

Sobre la base de estas consideraciones, en el sistema Cu_E/Cu_T se utilizaron los valores normales de sus respectivos contenidos. Para Li_E/Li_T fue necesario trabajar con los valores logarítmicos. Los cálculos desarrollados con los contenidos de litio en escala lineal, condujeron a un valor del coeficiente de correlación (0,440) significativo solamente al nivel del 5 % de probabilidad. Las ecuaciones de regresión respectivas reflejan estos distintos procedimientos empleados, habiéndose obtenido para el cobre una ecuación lineal y para el litio una función parabólica, y que se transforma en lineal tomando los respectivos valores logarítmicos.

Este análisis de los resultados del estudio estadístico de correlación señala claramente que la técnica de extracción carece de mérito para estimar el contenido total de cinc, cobalto, níquel y cromo en estas rocas. Por otra parte, es igualmente cierto afirmar, a través de los resultados obtenidos con las ultrabasitas de la zona del arroyo Las Águilas, que la técnica mencionada es altamente eficiente para evaluar las diferencias sustanciales en los contenidos de esos elementos en ambos tipos de roca.

El cuadro 4 incluye además, los resultados del estudio de interrelación de algunos contenidos íntimamente conectados con fenómenos fisicoquímicos de significativa importancia. El análisis estadístico de posible asociación funcional entre ciertos elementos con respecto a sus contenidos totales por un lado (sistemas numerados de 7 a 16 en el

cuadro 4), y a sus valores extraíbles por otro (los cuatro últimos de la misma tabla), son de utilidad para la interpretación del comportamiento cristaloquímico de los mismos. El análisis de los complicados mecanismos de sustitución diadócica y de posible concomitancia existente entre fases minerales semejantes, constituyen aportes significativos a la interpretación de problemas conectados con la génesis de rocas y sus tendencias o direcciones evolutivas.

Los cálculos respectivos se realizaron respetando siempre el tipo de distribución de cada elemento, obteniéndose de este modo, ecuaciones de regresión lineales, exponenciales y parabólicas.

Los resultados logrados señalan la existencia de correlación estadísticamente significativa para los pares Cu_T/Fe_T^{xx} ; Ni_T/Fe_T^{xx} ; Ni_T/Co_T ; Ni_T/Cr_T ; Ni_E/Co_E y Zn_E/Pb_E . Para estos sistemas se han calculado las respectivas ecuaciones de regresión.

El cobre y el níquel, elementos que sustituyen diadóticamente al hierro ferroso, muestran una asociación funcional significativa. El resultado negativo obtenido con el cinc concuerda con las conclusiones logradas por Zlobin y Gorshkova (1961) para rocas alcalinas de la región de Sandyk. El conocimiento imperfecto que se tiene en el momento actual sobre la distribución geoquímica de este elemento, hace difícil la exacta interpretación de su comportamiento.

De acuerdo con sus respectivos tamaños iónicos, el cobalto sustituye diadóticamente al hierro ferroso en los primeros estadios de cristalización (proceso de captura). Caso inverso ocurre con el magnesio, dado que el cobalto posee un radio iónico mayor que este elemento (proceso de admisión). Esta circunstancia conduce a que la relación Fe/Co aumente y la Mg/Co disminuya durante el proceso evolutivo. Carr y Turekian (1961) pueden explicar, basados en estos modelos, la coherencia que hallaron en rocas basálticas entre los contenidos de cobalto y los del conjunto hierro + magnesio. Este resultado permitiría explicar la falta de correlación observada en este estudio, en donde se analizó la posible asociación de cobalto únicamente con hierro ferroso. Trabajos que se desarrollarán en posteriores etapas, permitirán plantear este problema específico con la inclusión de nuevas variables.

Importante es recalcar la correlación establecida entre níquel y cobalto, tanto para sus contenidos totales como extraíbles. El comportamiento geoquímico tan similar que

poseen estos dos elementos, explica los resultados obtenidos, los que, por otra parte no sólo son de significación en el campo de la especulación fisicoquímica, sino que aportan experiencias útiles a la prospección geoquímica.

Por otra parte, es importante señalar que el promedio de la relación Ni_T/Co_T de las rocas básicas (1,97) se asemeja a los promedios para la misma relación encontrada en diferentes tipos de rocas basálticas: balsaltos con contenidos normales de olivino, 1,95; toleitas, 2,12 (Kogarko, 1973).

Asimismo la correlación estadísticamente significativa hallada para el par Ni_T/Cr_T , es coincidente con similares resultados encontrados en distintas secuencias de rocas basálticas (cf. Thompson *et al.*, 1972 y Rivalenti *et al.*, 1975).

Igualmente importante es la correlación estadísticamente significativa hallada para el par Zn_E/Pb_E , la más elevada después de la obtenida con Ni_T/Co_T . Este resultado de ningún modo llega a sorprender, toda vez que la vasta experiencia desarrollada en este aspecto señala la estrecha asociación que los vincula, la que, unida a sus propiedades de gran movilidad, los califica como excelentes elementos rastreadores o indicadores.

5. — Algunas consideraciones petrológicas sobre el cuerpo estudiado

De acuerdo con el análisis petrográfico composicional de las anfibolitas y rocas metasedimentarias de la región de San Francisco, es posible indicar que la zona estudiada ha estado sometida a un metamorfismo dinamotérmico, muy posiblemente de tipo barroviario, efectivizado sobre una secuencia sedimentaria acompañada por una asociación intrusiva básica.

Las paragénesis encontradas en los grupos litológicos presentes, en donde solamente el almandino es el mineral índice en los derivados de pelitas aluminosas, obligó a que el estudio facial de las anfibolitas se efectuara sobre el contenido de anortita de las plagioclasas presentes, vinculándolo con la aparición de minerales tales como el epidoto.

Sobre el particular, Winkler (1967) indica que la facies de anfibolita almandínica se caracteriza por plagioclasas con no menos de 15 % de anortita. Para la subfacies de sillimanita, Turner y Verhoogen (1964) señalan que la plagioclasa en los esquistos

pelíticos es de tipo oligoclasa-andesina, y andesina-labradorita en las rocas anfibolíticas de estas facies, en tanto que el epidoto está ausente o es despreciable. Asimismo estos autores indican que excepto por la composición de la plagioclasa y la presencia de sillimanita en lugar de cianita (ambas en metapelitas aluminosas), la subfacies de alto rango sería similar a la de cianita-almandino.

Cabe señalar que para la región estudiada la diferencia en el tenor de anortita entre las metapelitas y anfibolitas es similar a las encontradas por los citados autores. Por otra parte, Turner (1968) —de acuerdo con Fyfe y Turner (1966)— propone para la facies de anfibolita, una plagioclasa (para las paragénesis diagnósticas básicas) más cálcica que An 20 % (comúnmente An 30 %). Para la zona de almandino del Dalradiano de Escocia, Wiseman (1934) indica que la andesina aparece solamente en los grados máximos de la zona del almandino, mientras que para la región de Westland de Nueva Zelanda, Crawford (1966) menciona que las rocas en facies de anfibolita se encuentran por sobre la isograda de oligoclasa, caracterizándose por presentar una fase de oligoclasa-andesina o aún más cálcica.

Finalmente cabe señalar que Wenk (1962), en los Alpes Suizos, realiza un mapeo de isogradas para esta localidad tomando como minerales guías plagioclasas de composición An 18, An 30, An 50, An 70 y algunos silicatos aluminosos. Es de destacar que en esta región la isograda de la cianita se encuentra entre las curvas de An 18 y An 30.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto, las asociaciones litológicas de la región estudiada parecen corresponder al producto del metamorfismo regional de alta presión en condiciones físicas equivalentes a facies de anfibolita almandínica, subfacies cianita-almandino. Corroborando esta hipótesis, cabe destacar que Pastore y González (1954) han señalado minerales indicadores de este tipo de metamorfismo (y similar grado) tales como estauroilita, cianita y sillimanita en áreas al NW de La Carolina y Cerros Largos.

De acuerdo entonces con los datos petrológicos y estructurales obtenidos, la asociación metabásica estudiada correspondería a un antiguo (Precámbrico superior?) cuerpo ígneo básico, de origen anterior a las principales fases metamórficas-deformacionales del Paleozoico inferior, sufridas regionalmente por el basamento de las Sierras

de San Luis (Kilmurray y Dalla Salda, *op. cit.*).

El cuerpo de San Francisco del Monte de Oro, cuyo espesor y relaciones estructurales originales se desconocen, podría tanto corresponder a un complejo plutónico gábrico, a un filón capa, o a un espeso conjunto de basaltos, en todos los casos altamente modificados por un metamorfismo regional en facies de anfibolita almandínica. De estas posibilidades, y de acuerdo con la posible evolución geomagnética del antiguo orógeno de la región (Kilmurray y Dalla Salda, *op. cit.*) se piensa que es más factible se trate de una asociación de rocas basálticas (como vulcanitas y/o filones), preorogénicos, ya que un complejo gábrico no orogénico o postorogénico debería ser posterior al principal evento tecto-térmico. Por otra parte, los resultados obtenidos en el estudio geoquímico revelan una estrecha afinidad composicional entre las metabasitas de San Francisco del Monte de Oro y secuencias de rocas basálticas. Asimismo el promedio de la relación Ni_T/Co_T obtenido para la metabasitas, concuerda con los encontrados en diferentes tipos de rocas basálticas, y la correlación estadísticamente significativa hallada para el par Ni_T/Cr_T es coincidente con resultados encontrados en distintas secuencias de estas vulcanitas.

Cabe señalar además que, de acuerdo con las características del cuerpo estudiado y las características petrográficas efectuadas por González Bonorino (*op. cit.*) para la región sur de las Sierras de San Luis (área de Virorco y Las Aguilas), es posible indicar que las rocas básicas de ambas regiones no parecen corresponder a una misma asociación litológica. No es tampoco posible interpretar las diferencias litológicas y composicionales encontradas respecto a la región austral estudiada por González Bonorino, como respuesta a un diferente grado metamórfico, ya que las rocas metapelíticas regionales que acompañan, en ambas zonas, a los cuerpos básicos tienen similares características faciales, y por el contrario, para Virorco han sido registradas facies más altas que las de anfibolita almandínica, estrechamente vinculadas a los cuerpos básicos. El contenido de elementos minoritarios de cuatro rocas de esta última región (cuadro 2) es consistente con su composición mineralógica, mostrando en consecuencia diferencias apreciables con los contenidos medios de las rocas básicas de San Francisco del Monte de Oro.

6. — Conclusiones

En el estudio petrográfico-geoquímico preliminar del "complejo básico" de la región de San Francisco del Monte de Oro se ha arribado a las siguientes conclusiones.

1. Se define la presencia de un complejo básico metamorfizado preorogénico y concordante con las líneas estructurales dominantes regionales (NNE-SSW), en la región comprendida entre las localidades de La Carolina y San Francisco del Monte de Oro.
2. Se describe para la región norte de las Sierras de San Luis la superposición de movimientos en tres eventos deformativos, plásticos los dos primeros, y un tercero de fracturación.
3. Del análisis mineralógico de las rocas metasedimentarias regionales y las del propio cuerpo básico se deduce que el complejo ígneo metamórfico ha estado sujeto a un metamorfismo dinamo-térmico en facies de anfibolita almandínica (subfacies cianita-almandino).
4. Los tipos litológicos del complejo básico metamorfizado, netamente anfibolíticos, no concuerdan petrográficamente con los señalados por González Bonorino (*op. cit.*) para la región de Virorco y Las Aguilas, en la porción austral de las sierras.
5. La determinación de promedios, desviaciones típicas, valores umbrales y funciones de distribución de los contenidos de elementos minoritarios en las metabasitas y rocas metamórficas de caja, ha permitido trazar un esbozo preliminar del paisaje geoquímico del área estudiada.
6. La comparación estadística de los valores promedio de los elementos minoritarios analizados en las metabasitas de San Francisco del Monte de Oro, señala que éstos no observan, en general, diferencias significativas con los valores normales correspondientes a rocas basálticas.
7. En perfiles geoquímicos con dirección W-E de los elementos minoritarios básicos, se observó una tendencia al decrecimiento de los contenidos totales hacia el este. Dichas variaciones deberán ser corroboradas a la luz de nuevos estudios areales.
8. El estudio estadístico de correlación de pares de contenidos de elementos de

importancia geoquímica, permitió definir algunas correlaciones estadísticamente significativas. Para estos casos se han calculado las respectivas ecuaciones de regresión.

Agradecimientos

Esta investigación fue realizada mediante un subsidio otorgado a los autores por el

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), institución a la que los mismos desean expresar su agradecimiento. Se agradece también a la Licenciada Verónica Gómez de Posadas por las determinaciones volumétricas de hierro ferroso, al señor Carlos Brianese por la confección de gráficos y mapas y al CESPI (U.N.L.P.) por el procesamiento por computadora de los datos experimentales.

Lista de trabajos citados en el texto

- Agtenberg, F. P. y G. Briggs, 1963. *Statistical analysis of ripple marks in Atokan and Desmoinesian rocks*. Journ. Sediment. Petrol. 33 (2): 393-410.
- Ahrens, L. H., 1954 a. *The lognormal distribution of the elements*. Geochim. Cosmoch. Acta. 5: 49-73.
- 1954 b. *The lognormal distribution of the elements. II*. Geochim. Cosmoch. Acta. 6: 121-131.
- 1963 a. *Lognormal-type distributions in igneous rocks. IV*. Geochim. Cosmoch. Acta 27: 333-343.
- 1963 b. *Element distribution in igneous rocks. V*. Geochim. Cosmoch. Acta. 27: 877-890.
- 1963 c. *Element distribution in igneous rocks. VI*. Geochim. Cosmoch. Acta 27: 929-938.
- 1964. *Element distribution in igneous rocks VII. A reconnaissance Survey of the distribution of SiO₂ in granitic and basaltic rocks*. Geochim. Coschim. Acta 28: 271-290.
- 1966. *Element distributions in specific igneous rocks VIII*. Geochim. Cosmoch. Acta 30: 109-122.
- Carr, M. H. y K. K. Turekian, 1961. *The geochemistry of cobalt*. Geochim. Cosmoch. Acta 23 (1/2): 9-60.
- Crawford, M., 1966. *Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont U.S.A. and South Westland, New Zealand*. Contrib. Min. Petrol. 13: 269-294.
- Davies, O. L., 1966. *Métodos Estadísticos*. Aguilar S. A.
- Durovic, S., 1959. *Contribution to the lognormal distribution of the elements*. Geochim. Cosmoch. Acta. 15: 330-366.
- Gerth, E., 1914. *Contribución geológica, hidrológica y minerales de aplicación en la Prov. de San Luis*. Min. Agr., An. Sec. Geol. X: 2.
- González Bonorino, F., 1961. *Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XVI (1-2): 61-106.
- Krauskopf, K. B., 1967. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill Book Company. New York.
- Kilmurray, J. O. y L. H. Dalla Salda, 1977. *Caracteres estructurales y petrológicos de la región Central y Sur de la Sierra de San Luis*. Museo de La Plata, Rev. (en prensa).
- Kogarko, L. N., 1973. *The Ni/Co ratio as an indicator of the mantle origin of magmas*. Geochim. Intern. 10 (5): 1081-1086.
- Merodio, J. C. y C. W. Rapela, 1976. *Distribución de elementos minoritarios en rocas granitoides y metamórficas asociadas del basamento precámbrico de Balcarce (Pcia. de Buenos Aires)*. Museo de La Plata, Rev. (en prensa).
- 1974. *Determinación de elementos minoritarios y trazas en rocas ígneas por espectrometría de absorción atómica. I: litio, rubidio, estroncio, bario, cobre y cinc*. Asoc. Min. Petrol. y Sedim., Rev. V: 1-14.
- Pastore, F. y R. González, 1954. *Descripción geológica de la hoja 23 g, San Francisco, San Luis*. Dirección Nac. Geol. y Minería. Boletín N° 80, Buenos Aires.
- Pastore, F. y O. Ruiz Huidobro, 1952. *Descripción geológica de la hoja 29 g, Saladillo, San Luis*. Dir. Nac. Min. Bol. N° 78, Buenos Aires.
- Rivalenti, G., 1975. *Chemistry and differentiation of mafic dikes in an area near Fiskenaasset, West Greenland*. Canadian Journ. of Earth Sci. 12 (5): 721-30.
- Rodionov, D. A., 1965. *Distribution functions of the element and mineral contents of igneous rocks*. Consultant Bureau, New York.
- Rooke, J. M., 1964. *Element distribution in some acid igneous rocks of Africa*. Geoch. Cosmoch. Acta 28: 1187-1197.
- Shaw, D. M., 1961. *Element distribution laws in Geochemistry*. Geochim. Cosmoch. Acta. 23: 116-134.
- Taylor, S. R., 1965. *The application of trace element data to problems in petrology*. pp. 133-213. En Ahrens, L. H. (Ed.) *Physics and Chemistry of the Earth*. Vol. VI. Pergamon Press, Oxford.
- Thompson, G., F. Shido y A. Miyashiro, 1972. *Trace element distributions in fractionated oceanic basalts*. Chem. Geol. 9: 89-97.
- Troger, W., 1958. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. T. Stuttgart.

- Turner, F. y J. Verhoogen, 1964. *Petrología Ignea y Metamórfica*. Omega, Barcelona.
- Turner, F., 1968. *Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill, New York.
- Wenk, E., 1962. *Plagioklasas unde X mineral in den Zentralalpen*. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt. 42: 139-152.
- Wilson, A., 1960. *The micro determination of ferrous iron in silicate minerals by a volumetric and colorimetric method*. The Analyst. 85: 823-827.
- Winkler, H., 1967. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin.
- Wiseman, J., 1934. *The Central and South West Highland epidiontes*. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 90: 354-417.
- Zlobin, B. I. y M. S. Gorshkova, 1961. *Lead and zinc in alkalic rocks and their bearing on some petrological problems*. Geokhimiya 4: 317-328.

Recibido: octubre 10, 1977.

GEOMORFOLOGIA CUANTITATIVA DE LA CUENCA DEL RIO MANSO SUPERIOR, RIO NEGRO, REPUBLICA ARGENTINA. PRIMERA PARTE: ANALISIS DE HORTON.

JORGE RABASSA

Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Casilla de Correo 138, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.

Resumen

La Cuenca del río Manso Superior es una cuenca de montaña, alargada y angosta, que posee una red de drenaje de características topológicas y morfométricas normales, con ligeras anomalías. La cuenca cumple aceptablemente con las Leyes Primera, Tercera y Cuarta de composición del drenaje. Las anomalías se encuentran fundamentalmente en la Segunda Ley que describe las relaciones de longitud.

El sistema fluvial se halla fuertemente condicionado por el control paleogeomorfológico, a consecuencia del corto lapso transcurrido desde la deglaciación. La red de drenaje no ha alcanzado todavía su nuevo perfil de equilibrio, existiendo algunas porciones del paisaje que, debido a su desajuste, exhiben una elevada erodabilidad potencial.

La cuenca estudiada es representativa de la mayoría de las cuencas fluviales de los Andes Patagónicos Septentrionales. Por ello, las anomalías observadas en nuestro estudio podrían ser comunes a gran parte de los sistemas de drenaje de la región.

A. Introducción

1. Generalidades

El objetivo de este trabajo es proporcionar información sobre la Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso superior.

Las técnicas cuantitativas en Geomorfología han sido poco utilizadas en Argentina hasta el presente. Existen trabajos de Depetris (1968), Drago (1973; precisamente para esta cuenca), Iriondo (1972, 1974), Iriondo y Drago (1972), Cucchi (1972), Drago y Depetris (1974) y González Díaz (1972), entre otros.

El análisis cuantitativo ha sido dirigido en esta primera parte al conocimiento de la topología y la morfometría de la red de drenaje, utilizando el análisis de Horton. La cuenca ha sido analizada en su totalidad, pero estudios detallados de cada una

Abstract

The Upper Río Manso Basin is a narrow, elongated, mountain watershed, with a drainage network of normal topological and morphometric characteristics, with only minor anomalies. The basin very well the First, Third and Fourth Laws of Drainage Composition. Anomalies have been observed in the Second Law (average length).

The channel network has a strong paleogeomorphological control, due to the recent deglaciation. The drainage system has not reached yet the new equilibrium profile; some parts of the landscape are clearly disadjusted and show high potential erodability.

This basin is representative of most of Northern Patagonian Andes watersheds. Thus, observed anomalies may be found in other fluvial systems of the region.

de las subcuencas han proporcionado elementos para evaluar la homogeneidad de la cuenca y la validez de su consideración regional.

2. Investigaciones anteriores

La cuenca del río Manso superior ha recibido comparativamente gran atención de los investigadores, en relación con otras cuencas del área y aún, otras regiones de Patagonia y del país.

La geología del área fue estudiada por Greco (1974) y por González Bonorino (1976). Aspectos de la geomorfología de la región fueron analizados por Drago (1973), Iriondo (1973; 1974) y Rabassa (1978). Contamos con estudios pedológicos de Laya (1971) y Laya y Pazos (1976), y de qui-

mica de suelos de Rossell (1972). La hidrología de la cuenca ha sido estudiada por Luque (1971), en lo que hace al análisis teórico del escurrimiento superficial.

3. Características generales del área estudiada

3.1 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN AREAL

La cuenca del río Manso superior está ubicada en el flanco oriental de los Andes Patagónicos Septentrionales. Esta cuenca está íntegramente comprendida en el Parque Nacional Nahuel Huapi y se extiende desde la línea de altas cumbres (frontera internacional con Chile) hasta el lago Mascardi (figura 1). Sus coordenadas limitantes son: 71°30'-71°54' de longitud oeste de Greenwich, y 41°11'-41°16' de latitud sur, aproximadamente. Tiene un área de 246,28 km² y su orientación general es de oeste a este.

3.2. CLIMA

El clima de la cuenca es analizado por Drago (1973) e Iriondo (1974, pág. 351). Esta región está situada en una zona de clima frío húmedo, con un promedio térmico anual inferior a 10°C. Las lluvias son superiores a los 1.000 mm anuales con un máximo invernal que precipita en forma de lluvia y nieve. Según la clasificación de Thornthwaite, la cuenca corresponde al tipo B₄B'₁ra', que corresponde a áreas húmedas, con índice hídrico entre 80 y 100, deficiencia estacional de agua nula, o muy pequeña, mesotermal y con una concentración térmica estival inferior al 48 % (Burgos y Vidal, 1951). Como Iriondo (1974) destaca acertadamente, el cuadro climático de la región es mucho más complejo, debido a diferencias locales por exposición solar variable y un fuerte gradiente de lluvias de oeste a este.

3.3. HIDROGRAFÍA

La red de drenaje del río Manso superior está compuesta por el colector principal que lleva ese nombre y un gran número de afluentes de diversa magnitud.

La cuenca del río Manso superior está delimitada por una divisoria irregular, que en el sector occidental hemos hecho coincidir con el límite internacional, siendo su precisión, desde el punto de vista hidrológico, algo relativa para algunas porciones

al S del cerro Tronador. En el sector O, la divisoria atraviesa el manto de hielo que cubre al cerro Tronador, cuyo diseño de movimiento y funcionamiento hidrológico es poco conocido. Por otra parte, en la porción S, el límite internacional cruza un área de muy pobre drenaje en la cual es difícil establecer la dirección del escurrimiento. En el resto de la cuenca las divisorias son líneas físicas bien definidas.

El río Manso superior tiene como afluentes principales al río Castaño Overo por su margen izquierda (norte), y a los arroyos Cauquenes, Huamanco, y Los Césares por su margen derecha (sur). El arroyo Callvoco no desagua directamente en el río Manso superior, pero seguramente lo hacía hasta hace muy poco tiempo. Más aún, por las características del abanico aluvial que el arroyo Callvoco ha formado en su porción terminal, es muy posible que exista una fuerte conexión a través de las aguas freáticas y quizás también superficialmente durante fuertes precipitaciones, a través de canales distributarios del cono aluvial, funcionales sólo temporariamente. No incluir la subcuenca del arroyo Callvoco en el análisis de la cuenca del río Manso superior sería agregar un significativo factor de asimetría y asimismo ignorar una importante porción de la descarga total, tanto de agua como de sedimento.

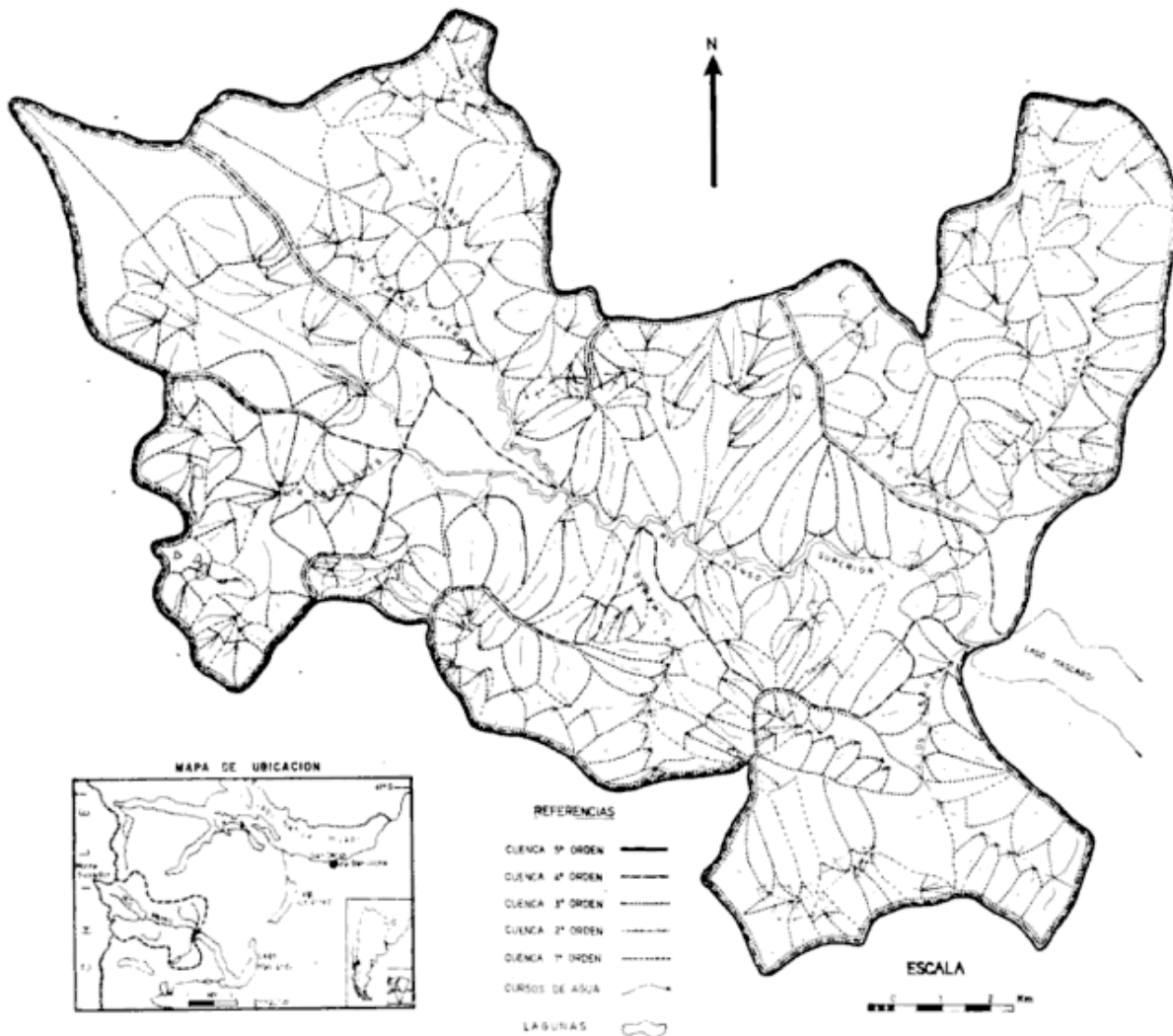
Existen tres cuerpos de agua principales, la laguna Los Césares, la laguna Callvoco y la laguna de las Nalcas. Otros cuerpos menores son las pequeñas lagunas de las porciones inferiores del valle del río Manso, las innumerables lagunas Cauquenes, la pequeña laguna del Cerro Punta Negra y el minúsculo lago proglacial del Glaciar Alerce.

El cerro Tronador está cubierto por un casquete de hielo de montaña del cual descienden, hacia el lado argentino, cuatro lenguas glaciares, el Glaciar Frías, el Glaciar Alerce, el Glaciar Castaño Overo y el Glaciar del río Manso o Ventisquero Negro. Los tres últimos pertenecen a la cuenca en estudio.

En el resto de la cuenca se observan varios cuerpos de hielo menores de muy reducida extensión y de influencia despreciable en la hidrología de la cuenca.

Recientemente, Rabassa *et al.* (1975; 1977 a; 1977 b) estudiaron los glaciares del cerro Tronador y el Glaciar del Circo Sur del cerro Bonete, trabajos en los cuales se hace referencia a los investigadores anteriores.

JUENCA RIO MANSO SUPERIOR



Figs. 1 y 2.—Mapas de ubicación y de la red de drenaje, en el cual se representan los límites de las cuencas de drenaje de orden 1, 2, 3, 4 y 5. El área glaciervizada del Monte Tronador no ha sido subdividida. Obsérvese la posición y características de los sectores intercuenas.

3.4. BOSQUEJO GEOLÓGICO

La geología de la cuenca ha sido tomada de Greco (1974) y González Bonorino (1976). Estos autores reconocen un conjunto de metamorfitas, filitas, esquistos, gneises, etc., que reúnen en la Formación Lago Mascardi, asignada con dudas al Paleozoico superior. Esta entidad forma el cerro Cresta de Gallo y las laderas orientales de la subcuenca Callvuco. A continuación, se desarrolla una secuencia de metasedimentitas, denominadas Formación Millaqueo (Formación Cerro El Fuerte de Greco), consideradas triásicas. Estas rocas aparecen en la ladera occidental del valle del río Alerce en el cerro del Viento, en el cerro Punta Negra, y en el cerro Bonete.

Todo el conjunto fue atravesado por extensas intrusiones graníticas cretácicas.

Estas plutonitas se encuentran en las cercanías de la hostería en Ventisquero Negro, próximo a la Cascada del Glaciar Castaño Overo, en el Glaciar Alerce y valle superior del río Alerce, frente a Pampa Linda, en el cerro del Viento, en el cerro Punta Negra, y en la base de los cerros Cletón y Capitán Diego de León.

Las rocas volcánicas y piroclásticas que cubren a las plutonitas en estos dos últimos cerros son consideradas como pertenecientes a la Formación Ventana, del Eoceno (González Bonorino, 1972; 1973). En las cercanías de Paso de las Nubes, se encuentran granitos, considerados miocenos por Greco (1974) en base a estudios de González Díaz (1974), y correlacionables a intrusiones semejantes del cerro Catedral (Feruglio, 1941).

Posteriormente, se reconocen extensos afloramientos de la Formación Monte Tronador, vulcanitas, basaltos, tobas, brechas basálticas y sedimentitas, consideradas también miocenas por Greco (1974) y González Bonorino (1976). Esta misma entidad es considerada "interglacial" por Larsson (1940) y pleistocena inferior por Dessanti (1972). Estas rocas integran la casi totalidad del cerro Tronador, el cerro Los Emparedados, ambas laderas del valle del río Castaño Overo y la totalidad de las divisorias de la subcuenca Cauquenes.

La cuenca fue ocupada por los hielos en varias oportunidades durante el Cuaternario, lo cual está testimoniado por numerosos depósitos y formas de erosión glaciarias a distintos niveles topográficos (Rabassa, 1978). La deglaciación debe haber sido en parte muy reciente.

La última entidad de origen volcánico discernible es la llamada Formación Cerro Volcánico (Greco, 1974), que forma el cono eruptivo del cerro homónimo y algunos remanentes de las cercanías. Esta unidad es considerada como perteneciente al Holoceno.

Por último, se reconocen diversas acumulaciones aluviales y coluviales en su mayoría recientes, junto a cenizas volcánicas y piroclastos de diversa edad y composición (Laya, 1971, 1977).

Greco (1972) identifica por lo menos dos fracturas regionales de importancia: una, de rumbo N-S, que coincide aproximadamente con el curso del principal afluente del arroyo Callvuco, y una de rumbo ONO-ESE, cuyo trazado se superpone al curso del tributario más importante del arroyo Los Césares.

4. Métodos de investigación

En el presente trabajo, hemos utilizado la siguiente cartografía; hojas del I.G.M. a escala 1:50.000, 4172-22-1/2/3/4, "Puerto Blest", "Llao-Llao", "Lago Fonck" y "Lago Mascardi", respectivamente. El control de la cartografía fue realizado en el campo y con la fotografía aérea (1970) del Servicio de Hidrografía Naval, a escala 1:31.000, aproximadamente.

La longitud de los cursos identificados fue medida con un curvímetro. El relieve total fue leído en las curvas de nivel y calculada la pendiente del cauce.

El área total de la cuenca, como asimismo las áreas parciales de las subcuencas fueron obtenidas con un planímetro o integrador gráfico.

B. Análisis de Horton

1. Sistema de ordenamiento

1.1. EL ORDENAMIENTO SEGÚN HORTON-STRAHLER

La cuenca fue analizada de acuerdo a las leyes de composición del drenaje. A los fines de su estudio, los diversos cursos de agua fueron ordenados siguiendo la metodología sugerida por Horton (1932), ampliada más tarde por el mismo (Horton, 1945, pág. 281) y modificada por Strahler (1952, pág. 1120, nota al pie). En este esquema, los tributarios indivisos de las cabeceras son designados de orden 1. Dos cursos de orden 1, al unirse, forman un curso o segmento de orden 2. Dos segmentos de orden 2 confluyen para originar un segmento de orden 3, y así sucesivamente. Cursos de orden 1 que aportan a un segmento de orden 2 no modifican el orden de éste, como tampoco lo hacen segmentos de orden 1 ó 2, que confluyen con un curso de orden 3, etc. En este sistema, el colector principal lleva el máximo número de orden y define por ende el orden de la cuenca. En el caso de la cuenca que nos ocupa, el río Manso superior ha sido considerado de orden 5 y por lo tanto, la cuenca corresponde al orden mencionado (figura 2).

Hemos reconocido también 6 subcuencas de orden 4, aquí denominadas "Césares", "Callvuco", "Cauquenes", "Castaño", "Huananco" y "Ventisquero", las cuales se han analizado por separado a fin de detectar posibles anomalías en las características del paisaje. Estas subcuencas aparecen representadas en las tablas y figuras por las abreviaturas CES, CAL, CAU, CAS, HUA y VEN, respectivamente.

En el sistema de ordenamiento de Horton-Strahler, la elección de los cursos de agua que se denominan de primer orden puede resultar algo arbitraria por razones de escala de las cartas topográficas utilizadas, o bien aun por razones subjetivas inherentes a cada investigador. Para evitar esto dentro de lo posible, se ha seguido el criterio de Morisawa (1957), que consiste en extender los cursos de agua que aparecen en el mapa hasta la última (superior) curva de nivel que exhibe una crenulación en forma de "V", o aun incluir nuevos cursos en todos aquellos casos en los cuales la ordenación de sucesivas crenulaciones sugiera la existencia de una línea de drenaje. El número total de cursos reconocidos para cada sub-

cuenca y la cuenca en su totalidad, se consigna en el cuadro 1. Donde existen cuerpos de agua (laguna Los Césares, laguna Cauquenes, etc.) hemos reconstituido la red de drenaje como si ellos no existieran, extendiendo los cursos hasta hacerlos confluir, en un sistema continuo.

Drago (1973, pág. 112) consigna para la cuenca en su totalidad (excepto la subcuenca Callvuco, que considera no forma parte del sistema), los siguientes valores: orden 1: 43 cursos de agua; orden 2: 9; orden 3: 5; orden 4: 1; orden 5: 1.

La identificación de un curso de orden 5, originado a partir de sólo un curso de orden 4, se debe a que Drago (1973) utiliza el criterio de Horton (1945) y no el de Strahler (1952). Obsérvese que la identificación de los cursos de agua según Morisawa (1957) proporciona un número de cursos de orden 1, cinco veces mayor que el consignado por Drago (1973). En realidad, los cursos de agua de primer orden podrían ser mucho más abundantes aún, dependiendo de la escala utilizada. Una adecuada discusión de este problema puede ser encontrada en Wartz (1975).

1.2. EL ORDENAMIENTO DE LOS CURSOS DE AGUA SEGÚN SHREVE

Shreve (1967, pág. 179) sugiere un método alternativo de ordenamiento de la red de drenaje. Sus conceptos de *segmento* ("link"), ya sea "exterior" (tributarios indivisos equivalentes al curso de primer orden de Strahler) o "interior" (los restantes segmentos de la red de drenaje comprendidos entre dos confluencias sucesivas), y de *magnitud de segmento* ("link magnitude"), fueron aplicados a la cuenca que nos ocupa (Rabassa, 1977 b). En una cuenca fluvial, según Shreve, los "links" exteriores tienen magnitud 1. Si dos "links" de magnitudes respectivas m_1 y m_2 se unen en una confluencia, la magnitud del segmento resultante será $m_1 + m_2$. La magnitud del colector principal, debido a leyes de topología de los sistemas arborescentes, es igual al número total de segmentos de *magnitud 1* (orden 1 de Strahler) en la red de drenaje considerada. El método de Shreve no ha sido utilizado aquí en la interpretación topológica de la red de drenaje, pero su aplicabilidad al análisis hidrológico de la cuenca ha sido puesto de manifiesto en otro trabajo (Rabassa, 1977 b).

CUADRO 1
NÚMERO TOTAL DE CURSOS DE AGUA

orden	CS	CL	CA	CS	HA	VS	CS	VS	TOTAL
1	40	35	25	47	32	19	59	27	277
2	7	11	7	11	8	5	14	65	
3	2	2	2	3	2	2	3	16	
4	1	1	1	1	1	1	-	6	
5	-	-	-	-	-	-	-	1	
Total	50	49	35	62	43	27	77	363	

CUADRO 2
ESTACIONES DE REGRESIÓN PARA LA PRIMERA LEY DE HORTON
(NÚMERO DE CURSOS EN CADA ORDEN)

subcuenca	ecuación	coeficiente de determinación
Césares	$Y = 103.8 (0.2823)^X$	$r^2 = 0.765$
Callvuco	$Y = 182.4 (0.2532)^X$	$r^2 = 0.972$
Cauquenes	$Y = 66.1 (0.3339)^X$	$r^2 = 0.394$
Castillo	$Y = 115.5 (0.2747)^X$	$r^2 = 0.896$
Huamaco	$Y = 30.5 (0.3588)^X$	$r^2 = 0.336$
Vestiguero	$Y = 42.5 (0.3770)^X$	$r^2 = 0.378$
Cuenca Total	$Y = 103.1 (0.2667)^X$	$r^2 = 0.994$

CUADRO 3
RELACION DE BIFURCACION (Rb)

subcuenca	Rb
Césares	5.186
Callvuco	4.979
Cauquenes	3.450
Huamaco	3.887
Vestiguero	3.571
Cuenca total	4.256

CUADRO 4-5
LARGITUD PROMEDIO DE LOS CURSOS DE CADA ORDEN (metros)

orden	CS	CL	CA	CS	HA	VS	CS	VS	Cuenca total
orden 1	779	786	896	581	545	680	810	610	726
orden 2	1179	1156	679	810	860	699	1051	950	950
orden 3	3125	2690	2760	3968	2910	3321	2245	3261	3261
orden 4	2859	2450	2711	4810	3700	1480	-	2100	2310
orden 5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total $\sum_{i=1}^n$	7923	8873	8905	10176	7666	6587	2732	29743	

CUADRO 4-6
LARGITUD TOTAL DE LOS CURSOS DE CADA ORDEN (metros)

orden	CS	CL	CA	CS	HA	VS	CS	VS	Cuenca total
orden 1	30800	43250	20448	27517	19053	12027	50402	201977	
orden 2	8230	12500	4352	8929	6882	4896	14470	59524	
orden 3	6290	11903	5535	11903	1621	6845	4736	52349	
orden 4	2650	2450	2714	4815	3700	1680	-	18215	
orden 5	-	-	-	-	-	-	-	23100	
Total $\sum_{i=1}^n$	48150	60200	32727	52066	34279	25752	17837	357768	

CUADRO 5
ESTACIONES DE REGRESIÓN PARA LA SEGUNDA LEY DE HORTON

subcuenca	ecuación de regresión	coeficiente de determinación
Césares	$Y = 435.2 (1.6321)^X$	$r^2 = 0.840$
Callvuco	$Y = 555.6 (1.6404)^X$	$r^2 = 0.356$
Cauquenes	$Y = 364.8 (1.6720)^X$	$r^2 = 0.795$
Castillo	$Y = 238.8 (1.2100)^X$	$r^2 = 0.896$
Huamaco	$Y = 238.8 (1.9700)^X$	$r^2 = 0.360$
Vestiguero	$Y = 449.9 (1.4360)^X$	$r^2 = 0.343$
Cuenca Total	$Y = 285.7 (1.2376)^X$	$r^2 = 0.872$

2. Las leyes de composición del drenaje

2.1. LEY DE NÚMERO DE CURSOS DE AGUA: PRIMERA LEY DE HORTON

Horton (1945, pág. 286) sugirió que el número de cursos de agua de cada orden, para una cuenca determinada, forma una serie geométrica inversa, en la cual el primer término es la unidad y la razón es la *relación de bifurcación* (Rb).

$$N_u = Rb^{s-u} \tag{1}$$

o bien:

$$\log N_u = (s-u) \log Rb = s \log Rb - u \log Rb \tag{2}$$

donde:

- N_u : número de cursos de agua.
- Rb: relación de bifurcación.
- s : orden de la cuenca.
- u : orden en consideración.

Los valores consignados en la tabla 1 han sido ubicados en un gráfico semilogarítmico, anotando *orden* creciente en el eje aritmético y *número de cursos de agua* respectivos en el eje logarítmico (fig. 3). Las ecuaciones de regresión de las rectas respectivas se consignan en el cuadro 2. Las ecuaciones de regresión se obtuvieron por el método de los cuadrados mínimos, y son del tipo:

$$Y = a \cdot e^{bX} \quad (3)$$

Y : número de cursos del orden *u*.

X : orden *u*.

e : base de los logaritmos neperianos.

a,b: coeficientes de regresión, empíricos.

En el presente trabajo se presenta el valor e^b (el cual es una constante para cada ecuación de regresión) reducido a un solo coeficiente.

Las ecuaciones que se presentan en el cuadro 2 suelen aparecer en la literatura en su forma logarítmica. Los elevados valores de r^2 demuestran que, en todos los casos, la red de drenaje sigue fielmente los postulados de la Primera Ley de Horton.

Rb es un parámetro muy importante que representa el grado de ramificación de la red de drenaje. Para la cuenca del río Manso en su totalidad, y cada una de las subcuencas de orden 4, hemos calculado Rb utilizando la "media ponderada" de Strahler (1953) (cuadro 3).

Drago (1973, pág. 194), obtuvo un valor de 3.6 para la cuenca en su totalidad, diferencia que tiene su origen en los distintos criterios empleados.

En el sistema de ordenamiento de Strahler, Rb nunca puede ser menor que 2. Valores progresivamente más elevados indican que cursos de orden menor desembocan directamente en el colector principal de orden *s*, o en cursos de orden *s-1* Horton (1945, pág. 290) concluye que Rb varía desde cerca de 2 para cuencas fluviales de poco gradiente, hasta 3 ó 4 para cuencas montañosas o altamente disectadas. Como podría esperarse, Rb es generalmente mayor para cuencas colinosas, bien disectadas, que para cuencas suavemente onduladas. Strahler (1957, pág. 914), sugiere que el parámetro Rb es "altamente estable y muestra pequeño rango de variación de región en región, o de ambiente en ambiente, excepto donde existen poderosos controles geológicos". Woldenberg (1969; 1972) cree en cambio que Rb es una medida adecuada del grado de eficiencia de la red de drenaje, en relación de

equilibrio con la topografía. En su modelo jerárquico, Woldenberg reconoce que Rb es casi siempre superior a 3, pero jamás superior a 7.00. Variaciones entre ambos extremos sugieren condiciones de equilibrio para la red de drenaje.

Valores de Rb variables entre 2.25 y 4.87 han sido publicados por Chorley y Morgan (1962), Eyles (1968), Giusti y Schneider (1965), Horton (1945), Leopold y Langbein (1962), Melton (1958), Morisawa (1962), Nir (1963), Fanalli y Scheidegger (1968), Schumm (1956), Strahler (1952) y Woodyer y Brookfield (1966). Una cuenca experimental de laboratorio poseía Rb = 3.63 (Flint, 1972), mientras que cuencas generadas artificialmente por computación arrojaron valores de 3.04 a 3.68 (Liao y Scheidegger, 1968; Smart, 1968).

2.2. LEY DE LONGITUD DE CURSOS:

SEGUNDA LEY DE HORTON

Horton (1945, pág. 291) indicó que la longitud promedio de los cursos de agua de cada uno de los diferentes órdenes en una cuenca fluvial, tiende a aproximarse a una serie geométrica directa, en la cual el primer término es la longitud promedio de los cursos de primer orden.

$$\bar{L}_u = \bar{L}_1 \cdot R_L^{u-1} \quad (4)$$

o bien:

$$\log \frac{\bar{L}_u}{\bar{L}_1} = (u-1) \log R_L = u \cdot \log R_L - \log R_L = a + bu \quad (5)$$

donde

\bar{L}_u : longitud promedio de los cursos de orden *u*.

\bar{L}_1 : longitud promedio de los cursos de primer orden.

u: orden en consideración.

R_L : relación de longitud.

Hemos ploteado, en gráficos semilogarítmicos (figura 4), \bar{L}_u en el eje logarítmico y número de orden en el eje aritmético, los datos recogidos (cuadro 4-A). Los puntos que aparecen en los gráficos han sido resueltos por ecuaciones de regresión (cuadro 5).

Hemos seguido un procedimiento similar para la longitud total de los cursos de un orden dado. Los valores medidos (cuadro 4-B) han sido ubicados como en los casos

anteriores (figura 5), y sus ecuaciones de regresión, tal como si se tratara de una de las leyes de Horton, figuran en el cuadro 6. Esta relación pertenece al mismo grupo que las anteriores, constituyendo una serie geométrica inversa.

$$\log \Sigma L_u = a + b \cdot u. \quad (6)$$

El análisis de los datos presentados en los cuadros 4 y 5, y las figuras 4 y 5, indica que ni la cuenca en su totalidad ni la mayoría de las subcuencas en particular, se ajustan exactamente a la Segunda Ley de Horton o Ley de las longitudes promedio. Tampoco se observa buen ajuste en la relación "L_u versus orden". Ello sugiere la presencia de anomalías en la estructura de la red de drenaje. Horton (1945, pág. 291) define la relación de longitud (R_L) como el cociente entre la longitud media de los cursos de un orden dado (u) y la longitud media de los cursos del orden inmediato inferior (u-1). Los valores obtenidos se consignan en el cuadro 7.

Puede observarse que los valores son relativamente homogéneos para las subcuencas, ya que ninguna de ellas se aparta de la media (x) más de dos veces la desviación standard (s). En cambio, R_L es sensiblemente superior para la cuenca en su totalidad (algo más de tres veces la desviación standard de las subcuencas). Ello se debe al sobredimensionamiento del colector principal, lo que hace que R_L parcial para L₅/L₄ sea superior a 7.00.

Datos de R_L han sido publicados por diversos autores, con valores variables entre 2.010 y 2.872 (Coates, 1971; Chorley y Morgan, 1962; Eyles, 1968; Morisawa, 1962; Horton, 1945; Strahler, 1952). Schumm (1956) obtuvo un valor de 4.640 para un ambiente de "bad-lands". Cuencas creadas matemáticamente por computación, arrojaron valores entre 1.50 y 2.375 (Liao

paciado constante para cada recta. Los círculos negros indican los valores reales para cada orden en la cuenca respectiva. Las cruces indican los valores correspondientes en la ecuación de regresión. Cuanto mayor sea el paralelismo de la recta de regresión con la línea quebrada que une los valores reales, mayor será el ajuste entre ambas.

Fig. 4. — Segunda Ley de Horton — ley de la longitud promedio de los cursos de cada orden. Para su interpretación, véase leyenda de figura 3.

Fig. 5. — Relación longitud total de cursos de cada orden. Para su interpretación, véase leyenda de figura 3.

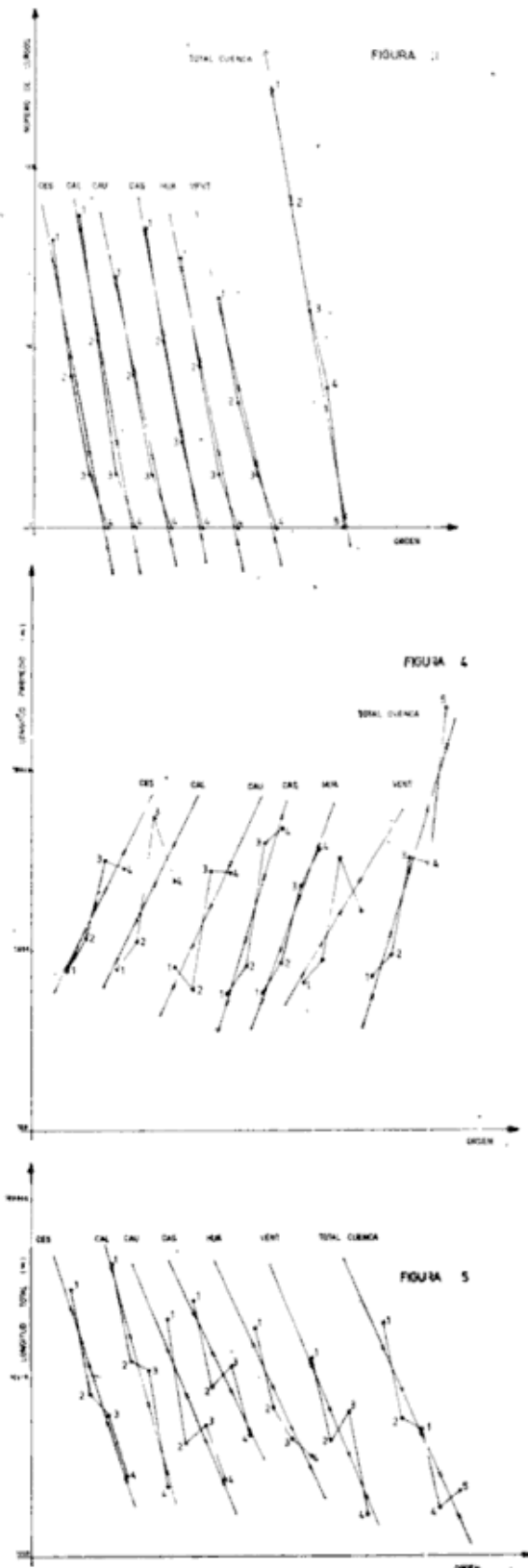


Fig. 3. — Primera Ley de Horton -- Ley del número de cursos de cada orden. En ordenadas se representan el número de cursos en escala logarítmica. En abcisas se representa el orden respectivo en escala aritmética. Para poder representar los datos de todas las subcuencas y la cuenca total en un solo gráfico, "orden" no es acumulativo pero mantiene es-

y Scheidegger, 1969; Scheidegger, 1968; Schenck, 1963).

Los valores consignados muestran una aparente homogeneidad, sólo alterada por los datos de "badlands" y los de cuencas artificiales generadas por técnicas de computación. Nuestros valores son altamente comparables con el resto de la información publicada. La sugerencia de Morisawa (1962, pág. 1029) en el sentido de que "la relación de longitud tiende a ser constante para una cuenca individual", podría ser ampliada diciendo que R_L tiende también a ser constante en cuencas fluviales desarrolladas bajo similares condiciones topográficas y climáticas.

Horton (1945, pág. 292) designa con la letra griega ρ , el cociente entre las dos relaciones fundamentales.

$$\rho = R_L/R_b$$

Horton considera que este parámetro es de importancia fundamental en la estimación de la capacidad de almacenamiento hídrico en la red de drenaje, el cual a su vez es factor principal en la modelación de intensidades de cresta de inundación. Si ρ es elevado, significa que la mayor longitud de los cursos de orden superior permitirá un mayor almacenamiento hídrico en cauce durante las crecientes, y por ende, atenuará los efectos erosivos de las descargas elevadas.

El coeficiente ρ fue calculado para cada una de las subcuencas y la cuenca en su totalidad.

Puede observarse que los valores son relativamente muy homogéneos ($\rho = 0.649$; $s = 0.082$; todas en menos de una desviación standard) para las subcuencas, siendo algo superior (dos veces la desviación standard) para la cuenca total. En consecuencia, un valor elevado para el almacenamiento de cauce podría esperarse para el curso de orden 5 (el colector principal) en relación a las subcuencas contribuyentes.

En el caso de la subcuenca Césares, que presenta el más bajo coeficiente ρ , podría interpretarse que es la subcuenca que *más rápido* (más eficientemente) presentará su *caudal de pico* en la desembocadura, a raíz de una lluvia determinada. Luque (1971) utilizando metodología totalmente distinta, llega a conclusiones similares, al observar que el "tiempo de pico" para las subcuencas Césares, Callvaco y "Manso" (excluyendo las dos anteriores), es de 3, 4 y 6 horas, respectivamente.

CUADRO 6
Ecuaciones de regresión para la relación longitud total vs. orden

subcuenca	ecuación de regresión	coeficiente de determinación
Césares	$Y = 52.4 (0.4763)^X$	$r^2 = 0.935$
Callvaco	$Y = 97.7 (0.4172)^X$	$r^2 = 0.921$
Guaqueles	$Y = 25.5 (0.5616)^X$	$r^2 = 0.755$
Castaño	$Y = 37.2 (0.6114)^X$	$r^2 = 0.776$
Humancito	$Y = 25.9 (0.5880)^X$	$r^2 = 0.894$
Ventisquero	$Y = 21.1 (0.5640)^X$	$r^2 = 0.752$
Cuenca total	$Y = 256.30 (0.574)^X$	$r^2 = 0.849$

CUADRO 7
Relación de longitud (R_L)

	CES	CAL	CAU	CAS	HEA	VEN	resto	CUENCA TOTAL
R_L	1.608	2.240	2.703	2.499	1.911	1.840	1695	3.322

CUADRO 8
Coeficiente ρ

	CES	CAL	CAU	CAS	HEA	VEN	CUENCA TOTAL
ρ	0.510	0.606	0.728	0.704	0.619	0.718	0.817

CUADRO 9
Pendiente media de los cursos de cada orden

orden	CES	CAL	CAU	CAS	HEA	VEN	resto	CUENCA TOTAL
1	0.501	0.554	0.566	0.529	0.571	0.615	0.480	0.515
2	0.173	0.284	0.129	0.213	0.203	0.143	0.158	0.195
3	0.075	0.086	0.115	0.127	0.087	0.046	0.152	0.101
4	0.109	0.051	0.041	0.052	0.038	0.035	-	0.040
5	-	-	-	-	-	-	0.0024	0.0024

CUADRO 10
Ecuaciones de regresión para la tercera ley de Horton

subcuenca	ecuación de regresión	coeficiente de determinación
Césares	$Y = 0.651 (0.5821)^X$	$r^2 = 0.720$
Callvaco	$Y = 1.680 (0.364)^X$	$r^2 = 0.978$
Guaqueles	$Y = 0.650 (0.510)^X$	$r^2 = 0.929$
Castaño	$Y = 3.383 (0.237)^X$	$r^2 = 0.835$
Humancito	$Y = 1.319 (0.407)^X$	$r^2 = 0.997$
Ventisquero	$Y = 1.899 (0.293)^X$	$r^2 = 0.996$
Cuenca Total	$Y = 2.516 (0.292)^X$	$r^2 = 0.904$

CUADRO 11
Cálculo de la pendiente del curso de orden máximo, a partir de la ecuación de regresión

	CES	CAL	CAU	CAS	HEA	VEN	Cuenca total (real)
pendiente de cauce de orden 5	0.042	0.010	0.023	0.0026	0.015	0.0039	0.0024

2.2. LEY DE GRADIENTE DE CAUCE. TERCERA LEY DE HORTON

Horton (1945, pág. 295) estimó que la relación entre el gradiente medio de cauce y el orden respectivo, puede ser expresada por una serie geométrica inversa, en la cual

el primer término es la pendiente media de los cursos de primer orden, y cuya razón es la relación de pendiente.

$$\bar{S}_u = \bar{S}_1 \cdot R_s^{s-u} \quad (10)$$

donde:

\bar{S}_u : pendiente media de los cursos de orden u .

\bar{S}_1 : pendiente media de los cursos de orden 1.

u : orden en consideración.

s : orden máximo de la cuenca.

R_s : relación de pendiente (S_u/S_{s-1}).

Los datos recogidos en nuestro trabajo se consignan en el cuadro 9.

Hemos situado en gráficos semilogarítmicos estos datos, ubicando la pendiente media en el eje logarítmico y número de orden en el eje aritmético (figura 6). Las ecuaciones de regresión que mejor satisfacen dichas distribuciones aparecen en el cuadro 10.

El análisis de los datos presentados en los cuadros 9 y 10, y en la figura 6, nos muestra que existe un significativo ajuste de las subcuencas en particular, y de la cuenca en su totalidad, a la Tercera Ley de Horton. La única excepción la constituye la subcuenca Césares.

Podemos calcular la pendiente teórica del curso de orden 5, a partir de las ecuaciones de regresión de cada una de las subcuencas. Los resultados aparecen en el cuadro 11.

Observamos que, con excepción de las ecuaciones de las subcuencas Castaño y Ventisquero, las cuales sugieren valores muy similares a la realidad, el resto de las subcuencas exhibe un pronunciado desajuste entre la pendiente de su curso de mayor orden, y el colector principal de la cuenca. Tal desajuste, de acuerdo a los datos presentados, es casi siempre de una magnitud de 10, considerando la pendiente real del río Manso superior. Es probable que el mencionado desajuste se manifieste en forma de procesos deposicionales en las porciones inferiores de los cursos de orden 4. Tales procesos han conducido a la formación del abanico aluvial del arroyo Callvoco y posiblemente sean responsables de la construcción de superficies de tipo distributario en la desembocadura de los arroyos Los Césares y Cauquenes.

Si bien la pendiente del cauce es altamente dependiente de las características locales, parece importante comparar nuestros valores con algunos datos publicados (cuadro 12).

CUADRO 12

VALORES PUBLICADOS PARA PENDIENTE DE CAUCE

fuerce	orden	número de cuencas	pendiente	ubicación
Horton (1945)	1	6	0.0278	EU
	2	6	0.0156	(New York)
	3	6	0.0115	
Strahler (1952)	3	5	0.0795	EU
Schumm (1956)	1	1	0.5990	EU
	2	1	0.4060	(New Jersey)
	3	1	0.3570	badlands)
	4	1	0.1820	
	5	1	0.1110	
Morisawa (1962)	1	15	0.1855	EU
	2	15	0.1089	(Apalaches)
	3	15	0.0509	
	4	12	0.0173	
	5	9	0.0058	
Eyles (1968)	1	26	0.2537	Malaysia
	2	26	0.1508	
	3	26	0.0874	
	4	8	0.0482	
Goates (1971)	1	16	0.1520	EU
	2	16	0.1070	(Apalaches)
	3	16	0.0552	

Una rápida comparación de los valores del cuadro 12 con nuestros propios datos (cuadro 9), muestra que existe una aceptable similitud en la pendiente media de cauce para todos los órdenes considerados, entre la cuenca del río Manso y distintos ambientes fluviales del mundo. La excepción la constituye la fuerte pendiente media relativa de los cursos de primer orden de nuestra área.

Esta circunstancia, que podría parecer indicadora de anomalías en la estructura de la red de drenaje, es en realidad un indicio del notable ajuste de los cursos de orden 1, a las condiciones topográficas de la región. En el resto de los órdenes considerados, vemos que sus pendientes medias no se apartan demasiado de los valores consignados para órdenes similares, en regiones del mundo con relieve mucho menos acentuado, como el este de los Estados Unidos, o la península malaya.

2.4. LEY DE ÁREAS. CUARTA LEY

Schumm (1956, pág. 606) enunció una "Cuarta Ley de Composición del drenaje" en el estilo fijado por Horton, denominada "Ley de Areas de Cuencas Fluviales" y formulada en los siguientes términos: "el área promedio de las cuencas fluviales de cada orden tiende a aproximarse a una serie geométrica directa, en la cual el primer término es el área promedio de las cuencas de primer orden".

$$\bar{A}_u = \bar{A}_1 \cdot R_a^{u-1} \quad (11)$$

donde:

\bar{A}_u : área promedio de las cuencas fluviales de orden u .

\bar{A}_1 : área promedio de las cuencas fluviales de orden 1.

u : orden en consideración.

R_a : relación de áreas.

La determinación de las áreas de las cuencas fluviales de cada orden fue realizada mediante integrador gráfico (planímetro) para las cuencas de orden 2, 3, 4 y 5, en forma individual. Para las cuencas de primer orden y los sectores intercuenca, se utilizó el método de muestreo por puntos generados al azar (Strahler, 1956, pág. 589) tomando pares de números como coordenadas octogonales. Más de 800 puntos fueron determinados para la cuenca en su totalidad, obteniéndose porcentajes del área total que corresponden a cada uno de estos grupos. Posteriormente, se calculó la superficie real de ambos conjuntos, y el área promedio para cada uno de ellos.

Los datos obtenidos aparecen en los cuadros 13 y 14.

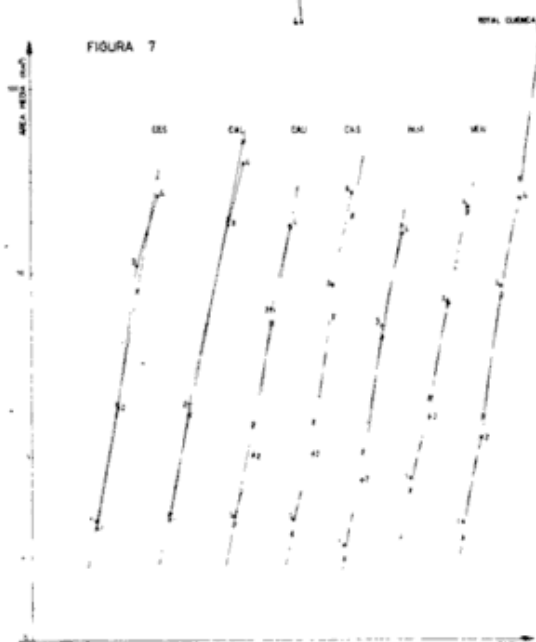
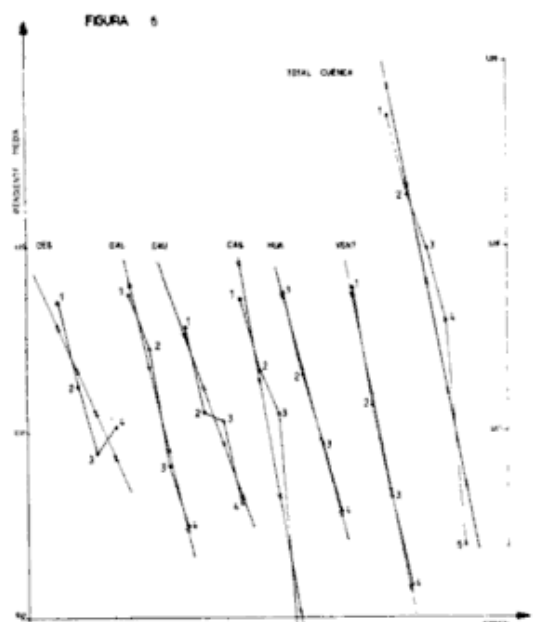


Fig. 6. — Tercera Ley de Horton — ley de la pendiente media de los cursos de cada orden. Para su interpretación, véase leyenda de figura 3. Para no sobredimensionar el gráfico, la escala logarítmica para la cuenca total es distinta a la utilizada para el resto de las subcuencas.

Fig. 7. — Cuarta Ley de Composición del Drenaje — ley de las áreas medias de las cuencas de cada orden. Para su interpretación, véase leyenda de figura 3.

CUADRO 13

ÁREAS TOTALES CORRESPONDIENTES A LOS CURSOS DE AGUA DE CADA ORDEN Y LOS SECTORES INTERCUENCAS (km²)

	CES	CAL	CAU	CAS	IRA	VIN	resto	cuenca total
orden 1	20,56	51,68	14,87	26,81	13,25	18,66	32,95	158,78
orden 2	16,05	20,40	8,97	14,35	7,64	10,42	20,32	104,15
orden 3	27,40	45,65	15,44	31,35	12,74	17,68	19,23	169,45
orden 4	32,64	48,00	22,04	35,50	20,07	28,27	-	184,32
orden 5	-	-	-	-	-	-	246,28	246,28
sectores intercuenca	12,08	16,32	7,17	14,44	6,82	9,61	21,06	87,50

CUADRO 14

ÁREAS PROMEDIO \bar{A}_u CORRESPONDIENTES A LOS CURSOS DE AGUA DE CADA ORDEN Y LOS SECTORES INTERCUENCAS (km²)

	CES	CAL	CAU	CAS	IRA	VIN	resto	cuenca total
orden 1	0,514	0,576	0,595	0,571	0,414	0,982	0,559	0,577
orden 2	2,29	2,40	1,28	1,28	0,95	2,08	1,45	1,65
orden 3	15,70	22,81	7,72	10,44	6,37	8,84	6,41	10,59
orden 4	32,64	48,00	22,04	35,50	20,07	28,27	-	30,72
orden 5	-	-	-	-	-	-	246,28	246,28
sectores intercuenca	0,246	0,240	0,211	0,237	0,163	0,360	0,257	0,230

CUADRO 15

ECUACIONES DE REGRESION PARA LA RELACION AREAS MEDIAS VS. ORDEN

subcuenca	Ecuación de regresión	Coefficiente de determinación
Cócheres	$Y = 0,1361 (4,1546)^X$	$r^2 = 0,985$
Collivaco	$Y = 0,1288 (4,7210)^X$	$r^2 = 0,969$
Cauquenes	$Y = 0,1530 (3,4687)^X$	$r^2 = 0,975$
Castalío	$Y = 0,1119 (4,1773)^X$	$r^2 = 0,973$
Huamaco	$Y = 0,0901 (3,8753)^X$	$r^2 = 0,979$
Ventisquero	$Y = 0,2684 (3,1667)^X$	$r^2 = 0,987$
Cuenca total	$Y = 0,1040 (4,4986)^X$	$r^2 = 0,987$

Las áreas totales para los distintos órdenes no siguen ninguna tendencia definida. En cambio, si planteamos los datos del cuadro 14 en diagramas similogarítmicos (figura 7), observamos un notable ordenamiento, que puede ser resuelto por ecuaciones de regresión (cuadro 15) del mismo tipo que las anteriores.

Los elevados valores de r^2 (siempre superior a 0.968) sugieren que las áreas promedio y el orden de los cursos respectivos están altamente relacionados. Más aún, esta relación es, junto a la Primera Ley de Horton, la que ha dado valores de r^2 más elevados y homogéneos. Este acentuado ajuste implica que los segmentos integrantes de la red de drenaje, y por ende, las superficies contribuyentes a ellos, corresponden a ordenamientos naturales, topológica y funcionalmente correctos. La base de la serie geométrica es una constante, llamada relación de áreas medias (R_A). En el cuadro 16 se consignan los valores de R_A obtenidos para esta cuenca.

Los valores publicados para R_A varían entre 4.707 y 5.057 para cuencas naturales (Eyles, 1968; Chorley, 1957; Chorley y Morgan, 1962; Morisawa, 1962; Schumm,

1956) y entre 3.638 y 6.4 para cuencas simuladas por computación (Liao y Scheidegger, 1969; Scheidegger, 1968; Smart y Surkan, 1967). Observamos que, a excepción de los sistemas de drenaje generados artificialmente, el resto de los sistemas naturales exhibe notable homogeneidad en los valores de R_A . Ello tiende a confirmar que la Ley de Areas, junto a la ley de número de cursos, son las relaciones que mejor se ajustan a la realidad y cuyas desviaciones de los sistemas naturales son poco significativas.

2.5. LOS SECTORES INTERCUENCAS (A_1)

Schumm (1956, pág. 608) definió a los sectores intercuencas ("interbasin areas") como "aquellas áreas groseramente triangulares, que no han desarrollado un canal de drenaje, pero que drenan directamente en un canal de orden superior". Aunque la literatura referida a redes de drenaje es abundante, muy pocos autores han considerado el problema de los A_1 ; éstos han sido analizados en otro trabajo (Rabassa, 1977 a) utilizando como base la información recogida en este estudio.

CUADRO 16
RELACION DE AREAS MEDIAS (R_A) PARA LA CUENCA DEL RIO MANSO SUPERIOR

		CES	CAL	CUI	CAS	MIA	VEN	resto	Cuenca total
R_A	2/1	4.455	4.107	2.016	2.242	2.295	2.118	2.594	2.801
R_A	3/2	5.942	9.104	6.031	8.156	6.705	4.250	4.421	6.418
R_A	4/3	2.382	2.104	2.855	5.190	5.151	5.198	-	2.901
R_A	5/4	-	-	-	-	-	-	-	4.017
R_A		4.275	5.258	5.634	4.529	4.050	5.189	5.507	5.049

CUADRO 17
SECTORES INTERCUENCAS (A_1) Y CUENCAS DE PRIMER ORDEN (A_1)

		CES	CAL	CUI	CAS	MIA	VEN	resto	Cuenca total
(a) Número de cursos:									
n_{A_1}		43	55	25	47	32	19	50	277
n_{A_1}		43	68	34	61	42	26	82	362
n_{A_1}/n_{A_1}		1.225	1.236	1.360	1.298	1.315	1.368	1.389	1.307
(b) Areas:									
$\sum A_1$ (1)		63	66	67	65	66	66	61	64.47
$\sum A_1$ (1)		57	54	55	55	54	54	59	55.55
$\sum A_1$ (km ²)		23.55	31.68	44.87	26.31	15.25	18.66	32.95	158.78
$\sum A_1$ (km ²)		12.08	16.52	7.17	14.44	6.82	9.61	21.06	87.50
\bar{A}_1 (km ²)		0.514	0.576	0.595	0.571	0.414	0.582	0.559	0.577
\bar{A}_1 (km ²)		0.246	0.240	0.231	0.257	0.165	0.569	0.257	0.259
\bar{A}_1/\bar{A}_1		0.478	0.417	0.355	0.415	0.394	0.375	0.450	0.414

CUADRO 18
RELATIVO MEDIO DE LOS CURSOS DE AGUA DE CADA ORDEN (metros)

ORDEN	CES	CAL	CUI	CAS	MIA	VEN	resto	Cuenca total
1	320	402	267	305	299	309	578	344
2	178	281	60	176	176	155	186	181
3	200	350	315	305	207	157	518	268
4	310	75	110	25	140	25	-	114
5	-	-	-	-	-	-	55	55

CUADRO 19
COTAS MÁXIMA Y MÍNIMA APROXIMADA DE LOS CURSOS DE TERCER ORDEN SUBCUENCAS DE TERCER ORDEN

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
máxima	1200	1050	1225	975	1100	1225	1350	1200	1375
mínima	850	850	850	850	850	900	950	850	975
	10	11	12	13	14	15	16	MEDIA	DESV. ST.
máxima	1000	1525	1250	1100	1280	1450	1150	1203.7	155.7
mínima	975	810	810	860	860	1100	1100	905.6	95.1

CUADRO 20
INTENSIDAD DE DRENAJE (km²/km²)

	CES	CAL	CUI	CAS	MIA	VEN	TOTAL
D ₃	1.475	1.442	1.485	1.501	1.706	0.911	1.4527

Los A_i de la cuenca del río Manso superior fueron identificados de acuerdo a la definición de Schumm, incluyendo en el análisis estadístico todas las unidades reconocidas (cuadro 17).

Es importante observar la homogeneidad de los valores del cuadro 17. Los valores relativamente elevados para las áreas promedio de la subcuenca Ventisquero se deben a la existencia de la lengua glaciaria que enmascara las relaciones del drenaje. Escurrimiento subglacial existe, pero desconocemos su posición exacta.

Es posible enunciar entonces que: las relaciones "número de A_i /número de A_1 y "área promedio de A_i /área promedio de A_1 " tienden a ser constantes para la cuenca del río Manso superior, como así también para sus subcuencas de cuarto orden.

Por otra parte, el porcentaje del paisaje ocupado por A_1 y A_i , respectivamente, también tiende a ser constante para esta cuenca. Quizás, entonces, sería posible caracterizar una cuenca de drenaje de acuerdo a la relación "superficie total de A_i /superficie total de A_1 ", lo cual probablemente daría una idea de la distribución del escurrimiento superficial divergente/convergente en el paisaje.

2.6. LEY DE RELIEVE TOTAL

Morisawa (1962, pág. 1035) sugirió que "una relación lineal existe entre el relieve total y el orden" de los cursos de agua de una cuenca. Ello implica además que "el relieve total promedio de cuencas de cada orden forma una serie geométrica directa, en la cual el primer término es el relieve promedio de la cuenca de primer orden".

Este enunciado puede ser expresado de la siguiente manera:

$$\bar{H}_u = \bar{H}_1 \cdot R_R^{u-1} \quad (12)$$

donde:

\bar{H}_u : relieve promedio de cuencas de orden u .

\bar{H}_1 : relieve promedio de cuencas de primer orden.

R_R : relación de relieve.

u : orden en consideración.

Los datos obtenidos para la cuenca aparecen en el cuadro 18.

De la simple observación del cuadro 18, puede deducirse que la relación enunciada por Morisawa (1962) no se cumple en esta cuenca. Sin embargo, es interesante destacar

la notable diferencia existente entre el relieve medio en los cursos de orden 1 y en los cursos de orden 2. Diferencias tan marcadas, en éste y otros parámetros, sugieren la existencia de condiciones límites o críticas ("thresholds") que delimitan perfectamente ambas generaciones de cursos, o bien a otras causas, como ondas de rejuvenecimiento y control estructural. Si bien no existe una razón simple para explicar el fuerte relieve medio en los cursos de tercer orden, ello podría deberse a la distribución de altitud de dichos cursos. Las cotas máximas y mínimas observadas en los cursos de tercer orden aparecen en el cuadro 19.

Los datos del cuadro 19 demuestran que el relieve medio de los cursos de tercer orden se desarrolla preferentemente entre los 900 y 1.200 m.s.n.m., con desviaciones standard en las cotas máximas y mínima apenas superiores al 10 % de la media. Tal distribución es coincidente con la franja de máxima exondación glaciaria. Por debajo de la cota de 850 metros, se extiende la planicie subglaciaria (probablemente, parcialmente glacialacustre, Rabassa, 1978) del fondo del valle del río Manso superior.

Esta circunstancia (relieve exagerado) es acompañada (ver cuadros 4-A y 4-B) por un sobredimensionamiento de los cursos de orden 3, tanto en longitud total como en longitud media. Es posible que ambas anomalías respondan a similar control topográfico (o mejor dicho, paleo-geomorfológico), lo que habría impedido el desarrollo de cursos de agua de orden 4 en posiciones altimétricamente superiores en el paisaje, al duplicar o triplicar los valores esperados de longitud y relieve (y por ende, de gradiente) en los cursos de tercer orden, evitando su confluencia temprana.

En suma, podemos decir que, si bien la ley de relieve total enunciada por Morisawa (1962) no se cumple en esta cuenca, el análisis de los relieves parciales aporta valiosos datos sobre la distribución de los cursos de agua en el paisaje.

3. Otras propiedades y relaciones

La información que proveen las leyes de composición del drenaje ha sido completada utilizando otros parámetros cuantitativos vinculados con la textura del drenaje.

3.1. DENSIDAD DE DRENAJE

Densidad de drenaje (Dd) (Horton, 1932, pág. 357; 1945, pág. 283) se define

como el cociente entre la longitud total de los cursos de agua en una cuenca (L) y el área total de la misma cuenca (A) y expresa la longitud media de cursos de agua de una cuenca por unidad de área; valores elevados de Dd representarán a cuencas de "buen" drenaje, mientras que valores reducidos corresponderán a cuencas de drenaje "pobre".

Horton (1945, pág. 284) consideró que Dd es un buen indicador de "edad fisiográfica" en el sentido de Davis, diferencias en relieve, o precipitación pluvial, y otros factores tales como capacidad de infiltración del suelo y resistividad inicial del terreno a la erosión.

En la cuenca del río Manso superior hemos obtenido los valores de Dd los cuales aparecen en el cuadro 20.

Dd es, en la cuenca del río Manso superior, extremadamente baja, y por consiguiente, la textura es "muy gruesa", según Strahler (1957, pág. 916). Dd es asombrosamente reducida en la subcuenca Ventisquero, debido a la permanencia del hielo glaciario en mayor parte de ella. Este valor no representa la Dd real de la subcuenca, que indudablemente debe ser mayor.

Algunos valores publicados para Dd muestran que ésta puede variar entre 1.525 a 13.130 para cuencas fluviales de clima húmedo (Coates, 1971; Chorley y Morgan, 1962; Eyles, 1968; Horton, 1945; Morisawa, 1957, 1962; Strahler, 1952) y entre 600 y 727.7 para ambiente de "badlands" (Schumm, 1956).

La observación de estos datos demuestra que Dd depende esencialmente de las condiciones fisiográficas y geológicas, pero Coates (1971) ha puesto en evidencia que la escala de la cartografía es asimismo fundamental. Morisawa (1957) demostró además que, según el criterio adoptado para la identificación de los cursos de drenaje, Dd puede variar en más del 70 %, aun utilizando el mismo material cartográfico. Hack (1957, pág. 66) sugirió que Dd de una cuenca de cualquier orden es igual a Dd promedio de las cuencas de primer orden. Esta opinión es asimismo compartida por Morisawa (1962, pág. 1035). Hemos calculado los valores correspondientes a nuestra cuenca, los cuales se muestran en el cuadro 21.

Es interesante destacar que, con excepción de la subcuenca Césares, todas las restantes y la cuenca en su totalidad presentan valores inferiores a su Dd respectivas. En

nuestro caso, las observaciones de Hack y Morisawa no pueden ser confirmadas. Por el contrario, es posible sugerir alguna vinculación entre estas diferencias y el porcentaje importante del área total de la cuenca que drena directamente hacia colectores de orden superior, es decir, los sectores intercuenas.

4.2. FRECUENCIA DE CURSOS (F_c)

Frecuencia de cursos (F_c ; Horton, 1945, pág. 285) se define como el número total de cursos de agua (N) (en nuestro caso, segmentos de Strahler) dividido por el área de la cuenca (A). (Cuadro 22).

F_c varía en forma directamente proporcional a Dd . Ello es evidente pues implica que un mayor número de segmentos de Strahler generará una mayor longitud total de cursos de agua, para la misma superficie. Esta relación fue estudiada por Melton (1958, pág. 36), obteniendo la siguiente regresión:

$$F_c = 0.694 dD^2 \quad (13)$$

con un coeficiente de determinación $r^2 = 0.95$. El cociente F_c/Dd^2 es adimensional y algebraicamente igual a la recíproca del producto de Dd por la longitud promedio de todos los cursos, independientemente de su orden (Melton, 1958, pág. 38).

Melton (1958) sugiere que esta relación es muy importante en la consideración de propiedades morfométricas en cuencas de drenaje, cuyos perímetros sean geoméricamente similares. Si F_c/Dd^2 varía, para dos cuencas geoméricamente equivalente, ello significa que la estructura de la red de drenaje no es igual y las comparaciones entre las propiedades de ambas deben ser realizadas con cuidado, a pesar de lo anotado por Strahler (1957, pág. 913-914).

La homogeneidad en la variación de F_c en relación a Dd^2 para la cuenca del río Manso superior (cuadro 23) sugiere que es posible establecer comparaciones morfométricas válidas entre el todo y las partes (subcuenas), y entra cada una de las subcuenas entre sí, a excepción de la subcuenca Ventisquero, cuyas características anómalas ya han sido explicadas.

Las relaciones obtenidas se acercan al consignado por Melton (1958); véase ecuación 13.

3.3. LONGITUD DE FLUJO NO ENCAUZADO

Horton (1945, pág. 284) definió "longitud del flujo no encauzado" como la distan-

CUADRO 21

DENSIDAD DE DRENAJE DE LAS CUENCAS DE PRIMER ORDEN

	CES	CAL	CAJ	CAS	HAJA	VEN	cuenca total
Dd_1	1.498	1.365	1.270	1.019	1.437	0.695	1.277

CUADRO 23

RELACION DE FRECUENCIA DE CURSOS Y EL CUADRADO DE LA DENSIDAD DE DRENAJE

	CES	CAL	CAJ	CAS	HAJA	VEN	cuenca total
F_c	1.532	1.437	1.588	1.879	2.143	0.955	1.4739
Dd^2	2.176	2.079	2.205	2.531	2.910	0.830	2.1105
ratio	0.704	0.691	0.720	0.742	0.736	1.151	0.6984

CUADRO 22

FRECUENCIA DE CURSOS (F_c) (km^2)⁻¹

	CES	CAL	CAJ	CAS	HAJA	VEN	cuenca total
F_c	1.532	1.437	1.588	1.879	2.143	0.955	1.4739

CUADRO 24

LONGITUD DEL FILAR NO ENCAUZADO (km)

	CES	CAL	CAJ	CAS	HAJA	VEN	cuenca total
L_o	0.330	0.347	0.337	0.314	0.293	0.549	0.344

cia que una gota de precipitación debe recorrer sobre la superficie del terreno, antes de concentrarse en un cauce determinado.

$$L_o = \frac{1}{2 Dd [1 - (Sc/Sg)^2]} \quad (14)$$

En la realidad, el cociente Sc/Sg (pendiente del cauce/pendiente del terreno) es de por sí muy pequeño, y al ser elevado al cuadrado se hace despreciable, por lo cual la ecuación puede ser simplificada:

$$L_o = \frac{1}{2 Dd} \quad (15)$$

siempre que, como Horton lo mencionara (Horton, 1945, pág. 285), la pendiente del cauce sea un tercio o menor, de la pendiente del terreno.

Para la cuenca del río Manso superior, hemos calculado los siguientes valores (cuadro 24):

Los datos del cuadro 24 muestran que, con excepción de la subcuenca Ventisquero las distancias medias que la precipitación debe recorrer sobre la superficie del terreno antes de encauzarse, son aproximadamente constantes.

3.4. CONSTANTE DE MANTENIMIENTO DE CAUCE (C_c)

Schumm (1956, pág. 606) observó el notable paralelismo existente entre las rectas de regresión de longitud media de cauce y área media, ambas con respecto al orden.

En base a ello, Schumm (1956, pág. 607) enunció una "quinta ley de composición del drenaje" en los siguientes términos: "la relación entre áreas medias de

cuencas de cada orden y longitudes medias de cada orden, en cualquier red de drenaje, es una función lineal cuya pendiente (o coeficiente de regresión) es equivalente a la superficie promedio necesaria para el mantenimiento de una longitud unitaria".

Schumm identificó al coeficiente de regresión con el nombre de *constante de mantenimiento de cauce* (C_c).

Este valor es una medida de textura de la red de drenaje, íntimamente relacionada a densidad de drenaje y longitud de flujo no encauzado. Este autor asignó a esta constante importancia en la comparación de erodabilidad superficial u otros factores que afectan la erosión superficial o el desarrollo de la red de drenaje.

Morisawa (1962, pág. 1035) sugirió que todas aquellas propiedades que aparecen vinculadas al orden de los cursos de agua, según las leyes de Horton, deberían estar, por consiguiente, vinculadas entre sí por funciones potenciales del tipo:

$$Y = a \cdot X^b \quad (17)$$

Woldenberg (1966) alcanzó la misma conclusión, vinculando tal tipo de ecuación a los procesos de crecimiento allométrico, descritos en física o biología.

Este análisis otorga plena vigencia a las relaciones enunciadas por Schumm, y validez a C_c .

Morisawa (1962, pág. 1037, cuadro 2) calculó C_c , por tres caminos distintos:

- (1) Por definición, o sea la recíproca de la densidad de drenaje.
- (2) El antilogaritmo de la intersección de la curva de regresión, cuando el logaritmo de la longitud de cauce es igual a cero (longitud unitaria).

- (3) El antilogaritmo de la intersección de la curva de regresión con una línea recta de pendiente igual a 45°.

Morisawa concluye (1962, pág. 1037) que "el método (3) provee una forma rápida y precisa de obtener C_c ". Es importante destacar que el método originalmente propuesto por Schumm (1956) consistía en el cálculo del coeficiente de regresión en la relación área vs. longitud media, en un todo de acuerdo con el método (2). Más aún, Schumm puntualizó que C_c es, además, equivalente a la recíproca de D_d , fundamentalmente en lo que hace a las dimensiones utilizadas.

Como fuera anotado por Strahler (1957), C_c es una medida útil para indicar el tamaño relativo de las unidades morfológicas en una cuenca de drenaje, teniendo además, connotaciones genéticas.

Fue preparado un gráfico bilogarítmico utilizando los valores de longitud total de cauce y área de cada una de las subcuencas y de la cuenca en su totalidad y del promedio de los cursos y cuencas de primer orden. La recta de regresión obtenida corresponde a la ecuación:

$$\text{Area} = 0.7856 (\text{Longitud})^{0.9795} \quad (18)$$

con un coeficiente de determinación $r^2 = 0.9902$.

A pesar de lo heterogéneo de los datos consignados, el ajuste a la ecuación de regresión es excelente. Aplicando el método (2) de Morisawa (1962), calculamos C_o en la ecuación de regresión anotada precedentemente:

$$C_o = 0.7856 \text{ km}^2/\text{km} \quad (19)$$

La determinación de C_o a través de este método es muy precisa. El análisis de los datos que aparecen en los cuadros 4-A y 14, demuestra que para generar una longitud de curso de 1 km, en el promedio el área de drenaje debería ser exactamente 0.784 km², para los cursos de orden 1, y 0.778 km² para el total de los segmentos de la red de drenaje.

Resumen de las observaciones

En esta primera parte, hemos concentrado nuestros esfuerzos en el análisis de Horton, el cual permitió realizar las siguientes

observaciones:

- (1) El ordenamiento topológico de los sistemas de drenaje estudiados es normal y exhibe clara concordancia con la Primera Ley de Horton. Todas las ecuaciones de regresión presentan elevados coeficientes de determinación. Las redes de drenaje observadas en las subcuencas son altamente probables dentro de los casos posibles en sistemas topológicamente distinguibles (véase, por ejemplo, Shreve, 1966; Smart, 1969; Jarvis y Werritty, 1975). En cambio, la cuenca en su totalidad presenta un diseño topológico poco frecuente, debido al sobredimensionamiento del colector principal. Ello tiene importancia en el análisis hidrológico de esta red de drenaje (Rabassa, 1977 b).
- (2) La relación de bifurcación para la cuenca en su totalidad es de 4.256, coincidente con valores esperados para cuencas alargadas y angostas, según lo anotado por Woldenberg (1972). R_b parcial entre los órdenes 5 y 4 es anormalmente alta (6.00). La elevada longitud del curso de orden 5 impide la confluencia de algunos cursos de orden 4 entre sí, determinando que todos ellos descarguen su caudal en el curso principal en forma directa.
- (3) Ni la cuenca en su totalidad, ni la mayoría de las subcuencas se ajustan a la Segunda Ley de Horton. La relación longitud total/orden tampoco arroja los resultados satisfactorios. Existe un claro sobredimensionamiento en los cursos de orden 3, lo cual aparece acompañado por un cierto "enanismo" de los cursos de orden 2 y 4 (véase las figuras 4 y 5). Entendemos que tal anomalía en la red de drenaje está dada por dos hechos, claramente observables en la figura 2 (mapa):
 - (a) La jerarquización de orden 3 alcanza rápidamente en el paisaje, a partir de las divisorias, por lo cual los cursos de orden 2 aparecen poco desarrollados. Ello puede deberse a la influencia de la erosión glaciaria (circos, nichos) de las cabeceras.
 - (b) Los cursos de orden 4 se encuentran limitados en su desarrollo por el sobredimensionamiento del colector principal.

- (4) La cuenca se ajusta bastante bien a la Tercera Ley de Horton, con la sola excepción de la subcuenca Césares, la cual presenta un gradiente anómalo (muy elevado), para el colector de orden 4.

Ello podría deberse a:

- (a) Control litológico-estructural.
(b) Falta de reajuste luego de deglaciación.

La Cascada de Los Césares está ubicada sobre este segmento.

- (5) El cálculo de pendiente teórica para el curso de orden máximo a partir de las ecuaciones de regresión de las subcuencas, demuestra el desajuste de los cursos de orden 4 con respecto al colector principal y explica la construcción de superficies de tipo distributivo en sus respectivas desembocaduras.

- (6) La pendiente media de los cursos de orden 1 es diagnóstica de las características topográficas de la cuenca, no así los cursos de orden superior, los cuales presentan pendientes similares a las de cursos de idéntica jerarquía en otras regiones del mundo de menor potencial morfogenético.

Tal ajuste se explica pues cada segmento individual de la red fluvial requiere una cierta superficie de drenaje para que dicho segmento sea funcional. Áreas muy reducidas no permitirían el desarrollo de líneas de drenaje y superficies muy extensas determinarían la aparición de nuevos cursos, elevando en consecuencia la jerarquía del segmento considerado.

- (8) Los sectores intercuenas constituyen una porción apreciable (35 %) de la superficie de drenaje total. Estos elementos del paisaje están caracterizados por flujo superficial divergente y escurrimiento no encauzado, condiciones éstas que podrían corresponder a geformas de alta estabilidad en el tiempo. Sin embargo, Rabassa (1977 a) ha sugerido que el área promedio de los sectores intercuenas podría disminuir a través del tiempo, a medida que las cuencas de primer orden crecen en número y tamaño. De esta manera, el porcentaje de la superficie de drenaje total ocupado por los sectores intercuenas debería disminuir a medida que el sistema evoluciona. En este caso, podría decirse que la cuenca no ha alcanzado aún su "estado de equilibrio per-

manente" ("steady state", Hack, 1960), luego de la deglaciación.

- (9) C_c puede ser calculada por diversos métodos, pero el más adecuado es a partir de la ecuación de regresión para la relación "longitud total de cauce vs. área de drenaje". El valor obtenido es muy elevado, sugiriendo que el escurrimiento superficial no encauzado podría ser muy importante en la eliminación del excedente de precipitación.

Conclusiones

El análisis de Horton demuestra que la cuenca del río Manso superior posee un sistema de drenaje cuyas características morfométricas y topológicas presentan un notable control paleogeomorfológico. La extremada juventud de la deglaciación en la zona (11.000 años, o menos) y en parte, la permanencia de hielos en sectores de la cuenca, no ha permitido una rápida adecuación de los cursos de agua. A pesar de ello, la estructura topológica es normal y su elevada R_b corresponde a cuencas alargadas y angostas, cuya red de drenaje es eficiente para disponer del escurrimiento superficial excesivo, a través de un número elevado de cauces de orden menor que desembocan directamente en el colector principal o en cursos de orden superior. Las áreas ocupadas por las cuencas de órdenes sucesivos configuran asimismo una secuencia coherente, que sugiere la existencia de una estrecha relación entre topología y superficie de drenaje, similar a la que existe entre ésta y caudal. Las anomalías observadas en la longitud y pendiente de diversos segmentos muestran que el sistema no ha alcanzado aún su perfil de equilibrio. Este proceso de reajuste tendrá como consecuencia un incremento de la erosión (esencialmente en profundidad) en aquellos segmentos en los cuales exista un exceso de energía disponible. El análisis geomorfológico cuantitativo permite estimar, en consecuencia, la erodabilidad potencial en puntos determinados de un sistema de drenaje.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado durante la estadía del autor en el Department of Geological Sciences, State University of New York at Binghamton, como investigador becado

por la Comisión Fulbright. Los Profesores Donald R. Coates y Marie Morisawa, de dicho Departamento, dirigieron y supervisaron la realización de esta investigación, lo cual compromete mi más sincera gratitud.

Los Doctores Emilio F. González Díaz y Francisco Fidalgo revisaron manuscritos anteriores de este trabajo y aportaron numerosas sugerencias que agradezco profundamente.

Lista de trabajos citados en el texto

- Burgos, J. y A. Vidal, 1951. *Los climas de la República Argentina, según la nueva clasificación de Thornthwaite*. Revista Meteoros, I, (1): 3-32, Buenos Aires.
- Caldenius, C. C., 1932. *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. Minas y Geol., Publ. 95, Buenos Aires.
- Coates, D. R., 1958. *Quantitative geomorphology of small drainage basins of South Indiana*. University Microfilms Publication Nº 17, Mic A 56-2237, Columbia University, New York.
- Coates, D. R., 1971. *Hydrogeomorphology of Susquehanna and Delaware Basins*. in: M. Morisawa, ed., *Quantitative Geomorphology: some aspects and applications*, Publications in Geomorphology, S.U.N.Y. at Binghamton: 273-308.
- Cucchi, R. J., *La actual velocidad de erosión detrítica y química en algunos ríos de la República Argentina*. AMPS, 3 (1-2): 63-72, Buenos Aires.
- Chorley, R., 1957. *Illustrating the laws of morphometry*. Geological Magazine, 94: 140-150.
- Chorley, R. y U. A. Morgan, 1962. *Comparison of morphometric features, Unaka Mountains, Tennessee, and North Carolina, and Dartmoor, England*. Geol. Soc. Amer., Bull., 73: 17-34.
- Depetris, P., 1968. *Algunas consideraciones sobre la velocidad de la erosión en la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 23 (3): 237-245, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales*, en: A. Leanza, ed., *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc.: 655-688, Córdoba.
- Drago, E., 1973. *Algunas características geomorfológicas de la llanura aluvial del Río Manso Superior (Prov. de Río Negro)*. Rev. Asoc. Cienc. Nat. Litoral, 4: 187-200.
- Drago, E. y P. Depetris, 1975. *Erosión en la cuenca imbrífera y sedimentación en el Embalse de Río Tercero (Córdoba)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 29 (4): 470-478, Buenos Aires.
- Eyles, R. J., 1968. *Stream net ratios in West Malaysia*. Geol. Soc. Amer., Bull., 79: 701-712.
- Feruglio, E., 1941. *Nota preliminar sobre la hoja geológica 40 b, "San Carlos de Bariloche"*. Bol. Inform. Petrol., XVIII: 200.
- Flint, J. J., 1972. *Fluvial systems: a re-evaluation of Horton's laws*. Ph. D. Dissertation, State University of New York at Binghamton, Department of Geological Sciences.
- Giusti, E. V. y W. J. Schneider, 1965. *The distribution of branches in river networks*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 422-G, G-1-G-10.
- González Bonorino, F., 1972. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche, provincias de Río Negro y Neuquén*. Fundación Bariloche, inédito.
- 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincias de Río Negro*. Fundación Bariloche, Publicaciones del Departamento de Recursos Naturales y Energía (16): San Carlos de Bariloche.
- 1976. *Geología del Río Manso*. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, inédito.
- González Díaz, E. F., 1972. *La participación del proceso de remoción en masa (Mass-wasting) en el llamado "aluvión" de Chumbicha (SE de la provincia de Catamarca)*. Act. V Congr. Geol. Arg., V: 101-122, Buenos Aires.
- 1974. *Informe preliminar de la Hoja Geológica 39 a (Portezuelo de Puyehué)*. Serv. Geol. Nac., inédito, Buenos Aires.
- Greco, R., 1974. *Geología de la hoja 40 a, "Monte Tronador"*. Fundación Bariloche, inédito.
- Hack, J. T., 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 294-B, B45-B94.
- 1960. *Interpretation of erosional topography in humid temperate regions*. Amer. J. Sci., 258-A: 80-87.
- Horton, R. E., 1936. *Drainage-basins characteristics*. Trans. Amer. Geophys. Unión (1932): 350-361.
- 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer., Bull. 56 (3): 275-370.
- Iriondo, M., 1972. *Geomorfología Cuantitativa de las Cabeceras del Río Carcarañá*. Act. V Congr. Geol. Argentino, V: 139-147, Buenos Aires.
- 1973. *Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del Río Manso Superior, Provincia de Río Negro, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 28 (1): 61-69, Buenos Aires.
- 1974. *Modelo de sedimentación en el Lago Mascardi, Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 29 (3): 348-358, Buenos Aires.

- Iriondo, M. H. y E. C. Drago, 1972. *Descripción cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná medio, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 27 (2): 143-154, Buenos Aires.
- Jarvis, R. S. y A. Werritty, 1975. *Some comments on testing random geology stream network models*. Water Res. Res., 11 (2): 309-318.
- Larsson, W., 1940. *Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia*. Univ. Upsala. Geol. Inst. Bull., 28: 191-405.
- Laya, H., 1971. *Cartografía expeditiva de los suelos del valle del Río Manso Superior*. INTA Revista Inv. Agrop., Ser. 3, VIII (4).
- 1977. *Edafogénesis y paleosuelos de la formación téfrica Río Pireco (Holoceno), Suroeste de la provincia del Neuquén, Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 32 (1): 3-23, Buenos Aires.
- Laya, H. y M. S. Pazos, 1976. *Relevamiento semidetallado de la Cuenca del Río Manso Superior*. Fundación Bariloche, inédito.
- Leopold, L. y W. B. Langbein, 1962. *The concept of entropy in landscape evolution*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 500-A: A1-A20.
- Liao, K. H. y A. E. Scheidegger, 1968. *A computer model for some branching-type phenomena in hydrology*. Ing. Assoc. Sci. Hydrol. Bull., 13 (1): 5-13.
- 1969. *Theoretical stream lengths and drainage areas in Horton nets of various orders*. Water resources Res., 5 (3): 744-746.
- Ljungner, E., 1931. *Geologische Aufnahmen in der Patagonischer Kordillera*. Bull. Geol. Inst. Upsala, 23, 203.
- Luque, J. A., 1971. *Primera caracterización del escurrimiento de la cuenca del Río Manso Superior y sus sub-cuencas*. INTA, Rev. Investig. Agrop., Serie 3, clima y suelo, 8 (2): 75-99.
- Melton, M., 1958. *Geometric properties of mature drainage systems and their representation in an E-4 phase space*. J. Geol., 66: 35-56.
- Morisawa, M., 1957. *Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps*. Trans. Am. Geophys. Unión, 38 (1): 86-88.
- 1962. *Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian Plateau*. Geol. Soc. Amer., Bull., 73: 1025-1046.
- Nir, D., 1963. *Nahal Chisafime (Basse Galilee): étude morphométrique*. Israel Exploration Journal, 13 (3): 182-194.
- Rabassa, J., 1977 a. *Interbasin areas: some observations on their relationship to drainage networks*. Boletim Paranaen. Geoc., en prensa, Curitiba.
- 1977 b. *Los conceptos de orden y magnitud en redes de drenaje y su relación con el caudal en una cuenca fluvial*. VIII Congr. Nac. del Agua, Viedma, en prensa.
- 1978. *Geomorphological map of Upper Río Manso Basin, Río Negro, Argentina*. Swedish Assoc. Research Educ. Culture (SAREC), informe técnico, y Fundación Bariloche, inédito.
- Rabassa, J., S. Rubulis, R. Whewell y D. Rodríguez-García, 1975. *Mount Tronador Glaciers, Upper Río Manso Basin, Río Negro, Argentina*. Internat. Symposium on the Quaternary, Curitiba, Brasil, julio 1975; Boletim Paranaen. Geoc., 33: 38 (abstr.).
- Rabassa, J., S. Rubulis y J. Suárez, 1977 a. *Los glaciares del Monte Tronador, Parque Nacional Nahuel Huapi*. Anales de Parques Nacionales, en prensa.
- 1977 b. *El glaciar de circo del Cerro Bonete*. Anales de Parques Nacionales, en prensa.
- Ranalli, G. y A. E. Scheidegger, 1968. *A test of the topological structure of river nets*. Int. Assoc. Sci. Hydrol., Bull., 13 (2): 142-153.
- Rossell, A. et. al. 1971. *Algunas consideraciones sobre el quimismo de los suelos del valle del Río Manso Superior*. INTA, Rev. Invest. Agrop., Serie 3, VIII (3), Buenos Aires.
- Scheidegger, A. E., 1968. *Horton's law of stream numbers*. Water Resour. Res., 4 (3): 655-658.
- Schenck, H., 1963. *Simulation of the evolution of drainage-basin networks with a digital computer*. J. Geophys. Res., 68 (20): 5739-5745.
- Schumm, S. A. 1956. *Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. Geol. Soc. Amer. Bull., 67: 597-646.
- Shreve, R., 1966. *Statistical law of stream numbers*. J. Geol., 74: 17-37.
- 1967. *Infinite topologically random channel networks*. J. Geol., 75: 178-186.
- Smart, J. S., 1968. *Mean stream numbers and branching ratios for topologically random channel networks*. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull., 13 (4): 61-64.
- 1969. *Topological properties of channel networks*. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 1757-1774.
- Smart, J. S. y A. J. Surkan. 1967. *The relation between mainstream length and area in drainage basins*. Water resources Res., 3 (4): 963-974.
- Strahler, A. N., 1950. *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis*. Am. J. Sci., 248: 673-696 y 800-814.
- 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. Geol. Soc. Amer. Bull., 63: 1117-1142.

- 1953. *Revisions of Horton's quantitative factors in erosional terrain*. Paper presentado en la Sección Hidrología de la Amer. Geophys. Union, Washington, D.C.
- 1954. *Statistical analysis in geomorphic research*. J. Geol., 62 (1): 1-25.
- 1956. *Quantitative slope analysis*. Geol. Soc. Amer. Bull., 67: 571-596.
- 1957. *Quantitative analysis of watershed geomorphology*. Transactions Am. Geophys. Union, 38 (6): 913-925.
- 1958. *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms*. Geol. Soc. Amer. Bull., 69: 279-300.
- Warntz, W., 1975. *Stream ordering and contour mapping*. J. Hydrol., 25: 209-227.
- Woldenberg, M. J., 1966. *Horton's laws justified in terms of allometric growth and steady state in open systems*. Geol. Soc. Amer. Bull., 77: 431-434.
- 1969. *Spatial order in fluvial systems: Horton's laws derived from mixed hexagonal hierarchies of drainage basin areas*. Geol. Soc. Amer. Bull., 80: 97-112.
- 1972. *The average hexagon in spatial hierarchies*. In: R. J. Chorley, ed., "Spatial analysis in Geomorphology", Methuen & Co.: 323-352. London.
- Woodyer, K. D. y M. Brookfield, 1966. *The land system and its stream net*. C.S.I.R.O., Div. Land Res., Tech. Mem., 66/5.

Recibido: febrero 9, 1977; junio 20, 1978.

LA IMPORTANCIA DE LOS SEDIMENTOS PIROCLASTICOS Y DE LA SILICE BIOGENETICA EN LA ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION PATAGONIA

JUAN CARLOS RIGGI

Servicio Geológico Nacional. CONICET.

Resumen

Mediante el análisis petrográfico de las sedimentitas correspondientes a la Formación Patagonia, que aflora en la zona costanera de Santa Cruz, se logra diferenciar las asociaciones litológicas representativas de los denominados "Juliense" y "Leonense".

El "Juliense" se identifica por una litología compuesta esencialmente por areniscas, pelitas y calizas subordinadas, mientras que el "Leonense" es el resultado de la mezcla del material similar al que interviene en la formación de los grupos litológicos señalados con elementos piroclásticos, originando tufitas de distintos tipos, a los que se asocia silice biogenética en forma de espículas de esponjas, diatomeas y silicoflagelados.

Utilizando los materiales piroclásticos como eficientes indicadores témporo-equivalentes, se realiza un ensayo de correlación con perfiles levantados en el Bajo de San Julián, Monte Entrance, Cabo Curioso, El Pajonal, Bahía Mazarredo y Comodoro Rivadavia, como asimismo con las sedimentitas marinas terciarias del subsuelo de Puerto Coile, Cabo Buen Tiempo, Pampa Rincón y Cabeza de León, estas dos últimas localidades ubicadas en el sector norte del ámbito fueguino.

Como conclusión litoestratigráfica el autor considera que no hay argumentos apropiados para atribuirle al "Juliense" y "Leonense" la categoría de "Formación"; propone bajar a estas unidades al rango inferior, o sean al de "Miembro". Finalmente, estima que la Formación Patagonia está solamente integrada por el Miembro San Julián, inferior, y el Miembro Monte León, superior.

Introducción

Al analizar los antecedentes acerca de los depósitos marinos que afloran en gran parte de la Patagonia, se comprueba opiniones coincidentes de los distintos investigadores al identificarlos como una unidad que ha recibido, entre otras, las denominaciones de "Patagoniano", "Formación Patagónica", "Formación Patagoniana" (Ameghino, 1894, 1898), "Molasa Patagónica" (Wilekens, 1905), "Superformación Patagónica" (Schiller, 1925), "Patagoniense" (Feruglio, 1949) y "Formación Patagonia" (Stipanovic y Methol, 1972).

Sin embargo, la subdivisión de la referi-

Abstract

Through a petrographic analysis of the Patagonia Formation, outcropping on the Santa Cruz coast, the lithologic associations of the denominated "Juliense" and "Leonense" may be differentiated.

The "Juliense" is essentially composed by psammites, pelites and subordinated limestones, while the "Leonense" is the mixture of the materials similar to those composing the lithological groups mentioned and pyroclastic material, originating diverse types of tuffs with biogenetic silica as sponge spicules, diatoms and silicoflagellates.

Using the pyroclastic materials as useful time-equivalent stratigraphic markers, correlation were made with profiles exposed in the Bajo de San Julián, Monte Entrance, Cabo Curioso, El Pajonal, Bahía Mazarredo and Comodoro Rivadavia, and also with the Tertiary marine sediments of the subsurface at Puerto Coile, Cabo Buen Tiempo, Pampa Rincón and Cabeza de León, these two last localities situated to the north of Tierra del Fuego.

As a lithostratigraphic conclusion, the author considers that there are no valid arguments to assign the category of "Formation" to the "Juliense" and "Leonense", and propose that they should be lowered to the category of "Member".

Finally he estimate that the Patagonia Formation is integrated only by the lower San Julián Member and the upper Monte León Member.

da unidad y la ubicación de sus límites estratigráficos presentó desde los comienzos de las investigaciones, marcadas controversias que aún subsisten.

Inicialmente, Ameghino (1898) utilizando elementos paleontológicos dividió a su "Formación Patagónica" en los pisos "Juliense" y "Leonense", incluyendo el "Superpatagónico" en la parte inferior de la "Formación Santacruceña", incorporándola más tarde como sección superior de la "Formación Patagónica". Esta subdivisión fue aceptada por Rovereto (1921), *Fregüelli* (1929) y Feruglio (1949), como asimismo

por Ihering (1907) y Windhausen (1924), aunque estos últimos las denominaron, respectivamente, secciones inferior, media y superior.

Por otra parte, un grupo integrado principalmente por Hatcher (1900), Ortmann (1902), Tournouër (1903) y Wilckens (1905), establecieron que no había suficientes argumentos paleontológicos como para sustentar la subdivisión originalmente propuesta por Ameghino, debiéndose considerar a esta sucesión como el equivalente a una unidad cronoestratigráfica indivisible. En este sentido, Wilckens (*op. cit.*) estimó que las diferencias faunísticas registradas entre el "Juliense", "Leonense" e inclusive el "Superpatagoniense", se relacionan con variaciones de facies y la posición geográfica en la cuenca; así señaló la conveniencia de identificar en una sola entidad al conjunto de sedimentitas marinas bajo la denominación de "Molasa Patagónica", por su similitud con la desarrollada en los Alpes. Ihering (*op. cit.*) implícitamente coincidió con el criterio unitario al reconocer que los distintos horizontes distribuidos en las tres secciones, están íntimamente ligados entre sí por contener un elevado número de megafósiles comunes a los niveles referidos.

El enfoque casi exclusivamente paleontológico del esquema que considera divisible a la unidad, originó problemas no sólo en los intentos de correlación entre distintas regiones, sino también en la interpretación estratigráfica de un pequeño sector o localidad. Ello resulta, por ejemplo, comprobable en las variadas interpretaciones estratigráficas del cerro Chenque y alrededores de Comodoro Rivadavia, elaboradas por Ameghino (1906), Windhausen (*op. cit.*), Frengüelli (*op. cit.*) y Feruglio (*op. cit.*), donde establecieron manifiestas diferencias en la asignación y ubicación de las secciones.

Años más tarde, Camacho (1967) en un análisis crítico de los antecedentes sobre la estratigrafía de la sucesión marina patagónica, opinó que el empleo de los términos "Patagoniense", "Juliense", "Leonense" y "Superpatagoniense", es incorrecto; aclaró que tal terminología creada con una concepción exclusivamente paleontológica, imposibilitó separar las distintas secciones citadas anteriormente, advirtiendo que la diferenciación debe surgir, además del contenido fosilífero, de la litología, sus relaciones de facies y caracteres ambientales de sus depósitos.

Recién en la presente década se comienza

a investigar los aspectos litoestratigráficos con la determinación precisa que brinda el empleo de instrumental de laboratorio. Es así como Bertels (1970) al considerar las distintas asociaciones litológicas de perfiles levantados en el Bajo de San Julián, en la costa atlántica frente a la isla Monte León y en la desembocadura del río Santa Cruz, propuso, apoyada en un estudio petrográfico, la denominación de "Formación San Julián" y "Formación Monte León" como equivalentes litoestratigráficos de los Pisos "Juliense" y "Leonense".

Posteriormente, Riggi (en Malumián *et al.*, 1971) distinguió dos secciones litológicas en la sucesión marina terciaria atravesada por el pozo SC. 1 de YPF, ubicado en el área de Puerto Coile. La sección inferior está integrada por sedimentitas epiclásticas y la superior por sedimentos de mezcla epi-piroclásticos, con organismos silíceos asociados.

Años más tarde, Di Paola y Marchese (1973) publicaron los resultados del estudio correspondiente a los perfiles levantados por Bertels en las localidades más arriba señaladas, decidiendo, aunque sin exponer los fundamentos, bajar a la categoría de Miembros a la "Formación San Julián" y "Formación Monte León", incluyéndolos conjuntamente con el "Miembro Monte Observación" en la Formación Patagonia. La importancia de esta contribución consiste en que por primera vez se establecieron las diferencias litológicas referidas a los denominados "Juliense" y "Leonense" en el área tipo.

Recientemente Riggi, en un estudio (en prensa) acerca de la estratigrafía del subsuelo de la zona de Cabo Buen Tiempo —pozo SC. 2 de YPF— reiteró la presencia de dos secciones que presentan los mismos caracteres composicionales de los terrenos marinos del subsuelo de Puerto Coile.

En apretada síntesis ha sido relatada la evolución del conocimiento de la Formación Patagonia, hasta el momento en que el autor del presente trabajo, juzgó oportuno ponderar los elementos de valor litoestratigráficos. Contó para tal finalidad con seis perfiles levantados por el Doctor H. Leanza, director del Plan Fosforita, del Servicio Minero Nacional, a quien se agradece la gentileza de facilitar el material de campo para su análisis microscópico.

Finalmente, considerando que en el desarrollo del texto habrá que referirse reiteradamente a las distintas secciones de la Formación Patagonia, se considera conve-

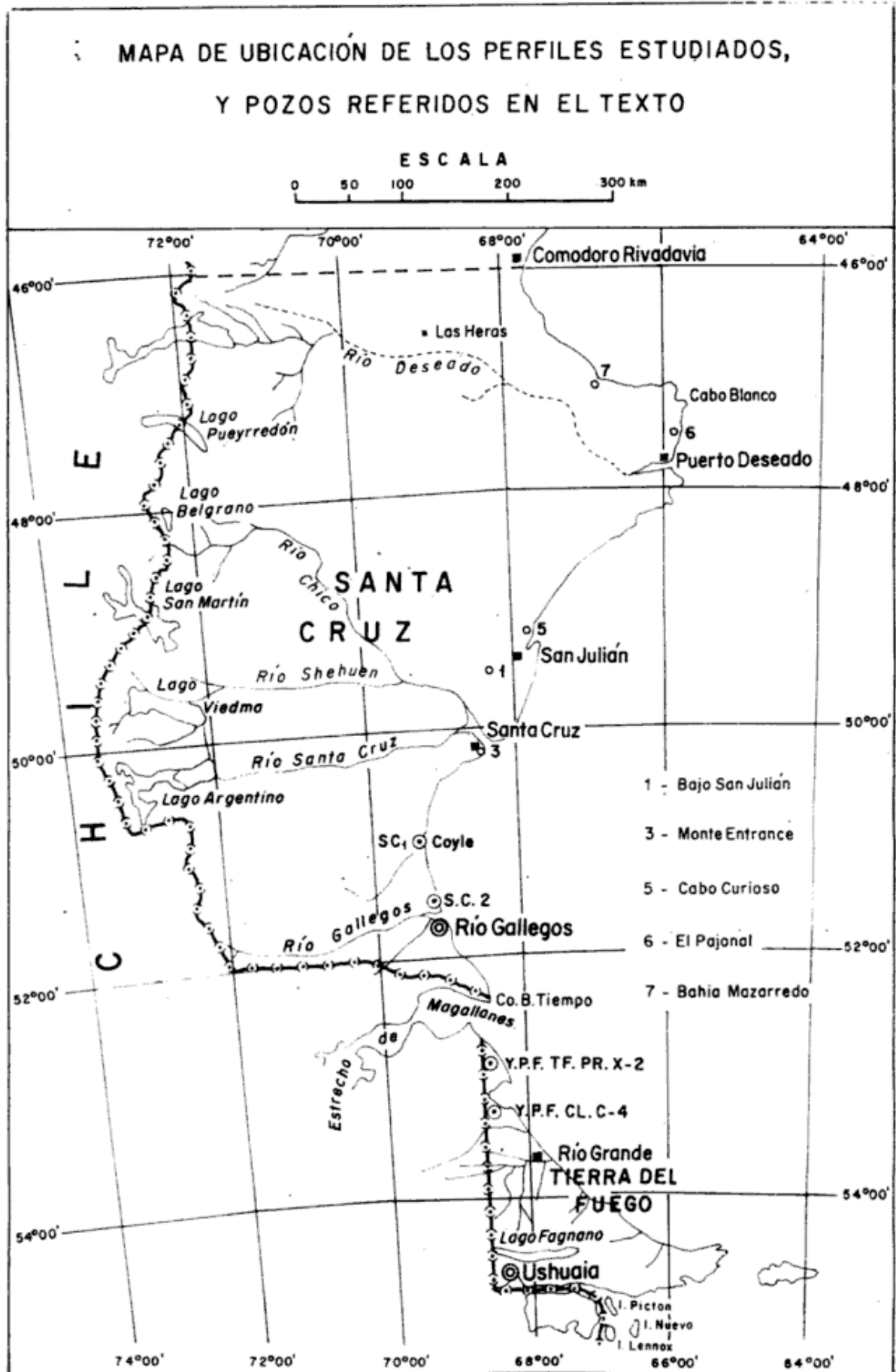


Figura 1

niente emplear los términos "Juliense", "Leonense" y "Superpatagoniense" por su gran difusión, no obstante reconocer que esta terminología no se ajusta a las normas de la nomenclatura estratigráfica.

UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS PERFILES

Los perfiles estudiados se encuentran distribuidos en la franja costanera atlántica de la provincia de Santa Cruz, en el sector comprendido entre la desembocadura del río homónimo y el borde austral del Golfo San Jorge.

En el Bajo de San Julián, ubicado a unos 50 km al sur del Puerto San Julián y al oeste de la ruta 3, fueron recogidas una serie de muestras correspondientes a dos perfiles, uno denominado Meseta Chica levantado en la pendiente de la parte norte de la misma y el otro identificado como Bajo San Julián en las barrancas que delimitan a la mencionada depresión, al este de la laguna del Carbón.

Más al sur, en la margen derecha del río Santa Cruz y en su desembocadura en el océano, está localizado el perfil Monte Entrance. A 20 km al norte de Puerto San Julián fue elegido el lugar del perfil que lleva el nombre del accidente geográfico identificado como Cabo Curioso. Entre Puerto Deseado y Cabo Blanco, al sur de una pequeña salina, está situado el perfil El Pajonal. Finalmente, sobre la costa sur del Golfo San Jorge y al este de la oficina telegráfica de esa zona, se halla el perfil denominado Bahía Mazarredo (véase mapa de ubicación, figura 1).

Litología

Como punto de partida en la caracterización litológica de la Formación Patagonia, con vista a su posterior ensayo de correlación con otras localidades, se ha elegido el área del Bajo de San Julián donde, en el perfil Meseta Chica, aflora la sección que Ameghino (1898) definió como "Juliense" o parte inferior de la unidad. Dicha sección se encuentra asentada sobre el complejo volcánico de Bahía Laura y su techo está coronado por los Rodados Patagónicos, con un desarrollo que alcanza casi los 80 metros.

En esta sección se distinguen dos tramos. Uno inferior constituido fundamentalmente por *arcilitas* con variaciones granométricas cíclicas compuestas por arcilitas, arcilitas limosas y arcilitas arenosas, en partes zeolíticas, que culminan hacia arriba en delgadas

intercalaciones de *areniscas* finas a medianas, arcillosas. Algunos niveles de las arcilitas mencionadas presentan fuerte impregnación ferruginosa que le confieren un color amarillo oscuro, que resalta sobre una coloración más generalizada del orden del gris amarillento, gris oliva y oliva pálido. El techo del referido tramo se encuentra integrado por dos metros de *areniscas* finas a gruesas, arcillosas y algo micríticas, de color castaño amarillento por su contenido ferruginoso. Este tramo totaliza 29 m de espesor. El segundo tramo está litológicamente identificado por una asociación principalmente formada por *areniscas* y *calizas* químicas y bioquímicas. Comienza con una biomicrota (coquina) de 10 m de espesor, constituida por fragmentos de distintos ejemplares fosilíferos, a la que siguen unos 2 m de *micritas* subesparíticas escasamente arenosas y *esparitas* areno-arcillosas, zeolíticas y ferruginosas, de color naranja amarillento. Hacia arriba continúan unos 10 m cubiertos y aparecen 2 m de *areniscas* arcillosas, algo zeolíticas, con *arcilitas* interestratificadas. Nuevamente sigue un sector de unos 6 m cubiertos por detritos, reapareciendo 3 m de *areniscas* arcillosas macizas. Separadas mediante unos escasos centímetros de una *arcilita* micrítica arenosa, continúan 4,5 m de *biomicritas* integradas por fragmentos de ostras, briozoarios y turrítelidos, con intercalaciones de *subesparitas* areno-arcillosas y escasa gravilla fina que encierran ejemplares de *Turritela*. Siguen ininterrumpidamente 13,5 m de *areniscas* que pasan de estratificadas en la base a macizas en el resto del tramo, con algunos niveles conteniendo restos de erizos y cangrejos (pinzas). Los últimos 8 m, aproximadamente, de la sección rematan en orden ascendente con *biomicritas* de ostras, *areniscas* biomicroíticas, *micritas* subesparíticas algo arenosas, *areniscas* biomicroíticas, *biomicritas* de ostras, *subesparitas* micríticas arcillo-arenosas, *areniscas* biomicroíticas y *micritas* subesparíticas algo arenosas, con *Panopea*, *Meretrix*, etc. Sobre esta última litología se asientan, mediante una discordancia erosiva, depósitos conglomerádicos correspondientes a los Rodados Patagónicos.

En los colores que caracterizan a la sección se observa el siguiente ordenamiento. En los primeros 15 m del tramo inferior predomina el amarillo oscuro (5Y 6/4)°, siendo menos frecuente el gris amarillento

° Rock-Color Chart. Geol. Soc. Amer., N. York, 1953.

(5Y 7/2), gris oliva claro (5Y 5/2) y oliva pálido (10Y 6/2), pasando hacia arriba a dominar la gama del castaño amarillento pálido (10YR 6/2), castaño amarillento moderado (10YR 5/4), con naranja amarillento oscuro (10YR 6/6) y gris amarillento (5Y 7/2), subordinados; este cambio cromático hacia tonos más oscuros se debe a la difusión de pigmentos ferruginosos. En el tramo superior los colores más comunes resultan el gris amarillento (5Y 7/2) y amarillo oscuro (5Y 6/4), a los que se suman el castaño oliva claro (5Y 5/6) y el gris oliva claro (5Y 5/2).

Considerando la frecuencia de los grupos más importantes, representados en este caso por areniscas, arcilitas y calizas, se ha calculado una frecuencia de los mismos con valores de 49, 32 y 19 %, respectivamente. Sin embargo, es muy probable que el primer grupo sea algo superior al valor indicado, puesto que entre los sectores ocultos por detritos afloran precisamente las areniscas.

El material clástico constituye sin lugar a dudas el aporte fundamental en la integración litológica de esta sección, determinando la formación de arcilitas y areniscas con sus correspondientes términos intermedios, como asimismo participando como elemento secundario en las calizas.

Textualmente las areniscas pertenecen al grupo de las arenitas que pasan, en relación al contenido de limo-arcilla, a wackes, aunque en porcentajes menores. Los granos son normalmente angulosos y subangulosos, de contactos de tipo tangencial, con una distribución granométrica de selección moderada, siendo bajo el grado de consolidación.

La fracción arenosa del material clástico se halla compuesta por fragmentos de pastas frescas de textura intersertal, pilotáxica, hialopilitica, microgranosa (escasa) y otras alteradas y enmascaradas por óxido férrico (alteritas); siguen en importancia porcentual granos idiomorfos con aristas y vértices bien conservados de andesina con zonalidad de buen desarrollo, en algunos niveles más frecuentes que los fragmentos líticos. De acuerdo a la precedente constitución, las areniscas corresponden a los grupos de las areniscas líticas y areniscas feldespáticas. En porcentajes subordinados a los componentes señalados se encuentran individuos tabulares de extremos aserrados de clinopiroxenos, principalmente augita y escaso hipersteno; en cantidades menores figuran hornblenda (castaña y verde) magnetita, cuarzo límpido, ocasionalmente bipyramidal.

En algunos niveles este último mineral sigue en abundancia a la andesina y en otros a los piroxenos. Entre los ejemplares muy escasos deben citarse la glauconita, castaña por oxidación, y oxihornblenda. Finalmente, es de mencionar asociaciones de cristales diminutos tabulares de haulandita integrando el material intersticial en algunas areniscas, como así también cristales de yeso.

En el perfil *Bajo de San Julián* está expuesto el "Leonense". Apoya sobre sedimentos del "Juliense" y es cubierto por los Rodados Patagónicos; tiene un espesor de 124,5 metros.

Está integrado por tufitas y calizas tufíticas en una relación de 95 y 5 %, respectivamente.

Las tufitas de la parte inferior comienzan con una granometría pelítica, pasando hacia arriba a ser pelítica algo psamíticas. Hacia la parte media, ubicada entre los 45 y 78 m, donde por otra parte hay mayor concentración de calizas, alternan tufitas pelíticas algo psamíticas y tufitas psamíticas algo pelíticas, que además, en las proximidades de las calizas contienen cantidades variables de carbonato, generalmente micrítico. La parte superior se inicia con tufitas psamíticas pelíticas, disminuyendo gradualmente el contenido arenoso hasta constituir en el sector medio de la misma, tufitas pelíticas que pasan nuevamente en la parte superior de la sección a tufitas pelíticas psamíticas y tufitas psamíticas pelíticas.

Por otra parte, las calizas tufíticas circunscriptas a 7 intercalaciones de espesor variable entre 0,30 y 2,00 m, se encuentran irregularmente distribuidas en la sección. En el aspecto textural son de naturaleza fina correspondiendo a las clases conocidas bajo la denominación de micritas y subesparitas.

La primera intercalación carbonática aparece en la base como una micrita psamítica, que por constituir el único nivel de toda la sección desprovisto de elementos piroclásticos, muy probablemente puede pertenecer al "Juliense".

Como fuera expuesto, el grueso de las calizas se halla en la parte media de la sección, comprendiendo 4 intercalaciones que inclusive son las de mayor espesor; están representadas, en orden ascendente, por micritas tufíticas psamíticas que alternan con subesparitas tufíticas psamíticas; micritas tufíticas pelíticas con una parte superior biomicrítica con *Turritela* y micritas tufíticas psamíticas y micritas tufíticas pelíticas con abundantes improntas de moluscos. En

los últimos metros aparecen las dos intercalaciones restantes, representadas por *micrita tufítica pelítica* escasamente psamítica y *micrita tufítica psamítica* fosilífera, coronando el perfil.

En conjunto, el color predominante de la sección es gris amarillento en sus dos tonos (5Y 8/1 y 7/2), seguido en porcentajes muy bajos por el gris oliva claro (5Y 6/1), gris verdoso (5GY 6/1), gris claro (nº 7) y amarillo oscuro (5Y 6/4). Además, se ha comprobado que la coloración es consecuencia de la composición litológica, ya que el gris amarillento y amarillo oscuro corresponden a las tufitas, mientras que el gris oliva, gris verdoso y gris, son característicos de las calizas tufíticas. Se aclara que los vocablos "pelítica" y "psamítica" sólo tienen acepción granométrica. Para ejemplificar lo enunciado, la mención de una tufita psamítica implica un sedimento de mezcla piro y epiclástica de tamaño arena.

El elemento esencial de estas tufitas es el *vidrio volcánico*, que se presenta en trizas de muy diversas formas y dimensiones que varían entre el tamaño limo y arena. Su índice de refracción, registrado en distintos individuos correspondientes a diferentes muestras, alcanza valores próximos a 1.50, indicativo de un tenor de sílice mayor al 70 %.

Asociado a las trizas vítreas se encuentra el material epiclástico en relación porcentual muy variable, constituido por *fragmentos líticos* de textura *intersertal*, *hialopilitica* y *pilotáxica*, con cierta frecuencia alterados en un material arcillo-ferruginoso, que conjuntamente con individuos idiomorfos y zonalidad marcada de *andesina*, *hornblenda* (verde y castaña) y en algunos casos *hipersteno* o *augita*, comprenden los elementos mineralógicos más destacados. A estos componentes siguen, en orden de importancia cuantitativa muy subordinada y decreciente, *cuartzo* límpido y de extinción normal, *magnetita*, *zircón*, *epidoto*, *apatita*, *clorita*, *biotita*, *topacio*, *oxihornblenda* y *turmalina*. La *heulandita*, agrupada en cristales idiomorfos muy pequeños, frecuentemente se encuentra como material intersticial en los distintos tipos litológicos descriptos.

En cuanto a la textura superficial de los clastos, es de señalar que en las aristas y vértices de algunas trizas vítreas de mayor tamaño y asimismo en los bordes de algunos individuos de *andesina* y *hornblenda*, se distinguen efectos abrasivos aunque de muy limitada intensidad.

Además de la asociación litológica que identifica al "Leonense", la presencia de organismos silíceos constituye otro rasgo importante por sus implicancias genéticas y estratigráficas. Estos organismos están principalmente representados por restos de *esponjas* y *frústulos* de diatomeas, a los que se suman muy escasos esqueletos de *silicoflagelados*.

Como normalmente ocurre, del primer grupo se hallan *espículas* o *escleritas* en sus dos clases: *megascleras*, las de mayor tamaño que forman parte del armazón principal del soporte y las *microscleras*, las más pequeñas diseminadas en el mesénquima del organismo.

En relación al número de ejes, estas espículas pertenecen en su casi totalidad al grupo de *monaxonas diactinales*, caracterizado por un crecimiento en ambas direcciones y cuyos extremos son de formas iguales. En dicha subdivisión predominan los ejemplares con extremos redondeados, de tipo *strongylo*; siguen en bajo porcentaje las espículas con extremos agudos, conocidas con la denominación de *oxea*, siendo muy escasas aquéllas cuyos extremos tienen forma de "cabeza de alfiler", identificadas como *tylote*. Además, resultan muy raras las formas caracterizadas por tener extremos desiguales, debido a que el crecimiento se produce en una sola dirección y que son conocidas como *monaxonas monactinales*; en ocasiones muestran un estilo espinoso (acantostilo). Excepcionalmente se encontraron formas curvadas con ganchos y botones en sus extremos, correspondiendo al tipo de *anisocheles*, por desarrollar extremos desiguales.

La población de diatomeas corresponde, salvo en un solo caso, al Orden de las *Centrales*, caracterizado por la forma circular de sus frústulos. Todos los ejemplares reconocidos pertenecen a la Familia *Coscinodiscaeae*. En ésta predominan netamente formas de celdas libres, con valvas de márgenes desprovistos de espinas y sin una puntuación conspicua radiada, que por contener abundantes areolas de tamaño relativamente diminutas, pertenecen a *Coscinodiscus sublineatus*. Su tamaño varía entre 80 y 120 micrones, alcanzando excepcionalmente los 300 micrones. Siguen en orden decreciente ejemplares constituidos por celdas unidas en filamentos o cadenas, identificados como *Melosira* (Carinaria) *utriculosa*, cuya sección vertical muestra una cintura conectival tricarinada, con una dimensión entre 20 y

30 micrones. En porcentajes muy subordinados a los géneros descritos, hay otros como celdas libres con valvas con puntuación diferentemente radiada y areolación rudimentaria distribuida en 14 a 16 sectores radiales; son formas de *Actinoptychus splendens* en dimensiones próximas a 70 micrones de diámetro. Menos frecuente y dentro de las formas de celdas libres deben citarse aquéllas de valvas con ornamentación en dos partes concéntricas y borde estriado, representadas por *Cyclotella* sp. (15 micrones) y *Actinoptychus undulatus*, dividida en 6 sectores radiales (20 micrones).

En el Orden de las *Pennales* y en la Familia *Naviculaceae* se ubican las muy excepcionales formas halladas en una muestra próxima a la base de la sección. Considerando la simetría longitudinal y transversal de sus valvas, como asimismo su ornamentación interrumpida por espacios blancos y la presencia de un nódulo central conectado a una rafe recto, ha sido identificado como *Diploneis didyma*, de dimensiones próximas a 30 micrones.

Finalmente, en cantidades insignificantes aparecen individuos de silicoflagelados correspondientes a la Familia *Dictyochaceae*, conformados por un conjunto de varillas huecas dispuestas en anillo (basal), un puente apical y 4 espinas de sostén, caracteres éstos que permiten reconocer a *Dictyocha schauinslandi* de tamaño cercano a los 15 micrones. La otra forma asociada tiene un anillo circular sólido de 10 micrones, provisto en su borde externo de diminutas protuberancias o espinas romas distribuidas regularmente, cuyos rasgos identifican a *Mesocena circulus*.

MINERALOGÍA DE LAS ARCILLAS

El análisis difractométrico realizado sobre muestras del "Juliense" y "Leonense" correspondientes a los perfiles Bajo San Julián, Meseta Chica y El Pajonal, acusó en ambas unidades de un 100 % de *montmorillonita*, en unos casos con muy baja cristalinidad.

Análisis estratigráfico

Los resultados obtenidos en este estudio sobre las asociaciones litológicas del "Juliense" y "Leonense", y los antecedentes estratigráficos basados en el contenido paleontológico, serán analizados con el propósito de determinar la posible presencia de algún

elemento geológico de distribución regional, que permita ser identificado y correlacionado con otras áreas de la cuenca marina terciaria.

Ameghino (1898) al evaluar la megafauna observó la frecuencia de ciertos organismos marinos, como la abundancia de braquiópodos y equinodermos en un caso y la presencia de *Ostrea hatcheri* y menor cantidad de braquiópodos en el otro. Basándose en estas diferencias dividió su "Formación Patagónica" en los pisos "Juliense" y "Leonense", respectivamente. En el año 1894 el mismo autor había separado el "Piso Superpatagónico", que equivale al "Superpatagónense" actual, y lo incluyó en la "Formación Santaeruceña".

Algunos investigadores aceptaron en términos generales la referida subdivisión de Ameghino; sin embargo, entre ellos surgieron marcadas discrepancias en cuanto a la ubicación de los límites que separan a estas unidades, a pesar de disponer en sus detallados perfiles con un minucioso estudio del abundante contenido fosilífero.

Como prueba de lo expuesto, es ilustrativo cotejar los resultados de los estudios emprendidos por Ameghino, Windhausen, Frengüelli y Feruglio, en las laderas del cerro Chenque y alrededores de la costa de Comodoro Rivadavia.

En primer término, Ameghino (1906) consideró que las capas del Chenque o sea el escalón inferior de su "Formación Patagónica", de unos 200 m de espesor, pertenece íntegramente al "Juliense".

Años más tarde, Windhausen (1924) distinguió en la misma localidad tres secciones. Una inferior de 100 m de potencia, cuyo techo es referido a un banco con *Ostrea hatcheri*, identificado como banco A2; otra media que alcanza a 130 m de espesor que culmina en el banco fosilífero de la cúspide del cerro, al que denominó banco B2; y finalmente, la superior de unos 150 m de desarrollo que aflora al oeste del Chenque. Estas secciones fueron referidas por Feruglio (1949) al "Juliense", "Leonense" y "Superpatagónense", respectivamente.

Asimismo, Frengüelli (1929) reconoció también tres secciones que relacionó con los tres pisos de Ameghino, aunque la ubicación de sus límites estratigráficos difieren radicalmente. Para este autor la sección inferior o "Juliense" abarca solamente los 5 metros basales, correspondiendo a la sección media o "Leonense" los 100 m subsiguientes, mientras que la sección superior o

“Superpatagoniense” al paquete sedimentario restante hasta la cima del mencionado cerro.

Por último, Feruglio (*op. cit.*) discrepó con los límites propuestos por los investigadores citados, coincidiendo con Windhausen sólo en la ubicación del límite que separa el “Juliense” del “Leonense”, fijando aproximadamente en los 105-110 metros. En cambio, con respecto al límite “Leonense”, “Superpatagoniense” opinó que es imposible determinarlo con exactitud, pero que puede coincidir con el banco ostrífero del Chenque o con el situado 10 a 20 m más arriba. Más adelante afirmó que el horizonte que contiene la fauna típica del “Superpatagoniense”, se presenta de 80 a 95 m por encima del banco del Chenque; entonces sugirió que debe restringirse esta denominación al banco superior, reconociendo en última instancia que los límites estratigráficos en cuestión resultan necesariamente aproximados y meramente convencionales (véase fig. 2).

La precedente revisión de antecedentes ha sido orientada para demostrar la imposibilidad de lograr resultados estratigráficos positivos, mediante el manejo exclusivo de la megafauna. Así lo reconoció Camacho (1967) dada la dificultad práctica de separar el “Superpatagoniense” del “Leonense”, como también el “Juliense” del “Leonense”, asignando importancia a la investigación paleontológica cuando ésta es simultáneamente valorada con el análisis litológico y de facies; además agregó que, las diferencias deben ser establecidas evaluando las características ambientales de los depósitos.

En este caso, resulta más lógico establecer los pormenores litológicos en detalle de esta sucesión sedimentaria, porque mientras los rasgos ambientales permanecen prácticamente invariables, se observan modificaciones litológicas de clara significación estratigráfica.

El autor ha comprobado que solamente el “Leonense” contiene espículas de esponjas, frústulos de diatomeas y silicoflagelados. No obstante, si bien es evidente que resultan de utilidad en los intentos de correlación, no debe ser considerado como un elemento de referencia infalible, teniendo en cuenta la posibilidad de que la distribución regional no alcance a cubrir todos los puntos de la cuenca, puesto que su proliferación ha estado controlada por condiciones ecológicas que pueden variar de un lugar a otro.

Al considerar los rasgos intrínsecos de las asociaciones litológicas de los dos per-

files, es de fundamental importancia destacar claras diferencias composicionales que identifican a dos secciones coincidentes con el “Juliense” y “Leonense”. La primera se encuentra integrada por sedimentitas epiclásicas, químicas y bioquímicas, mientras que en la segunda a los mencionados tipos sedimentarios se agrega una apreciable contribución piroclástica, formando sedimentitas de mezcla, que contienen una población de restos orgánicos silíceos.

Por otra parte, si bien la coloración es un rasgo de muy relativa importancia, como dato de comparación debe señalarse que la sección inferior presenta una gama de mayor variación y tonos más oscuros que los expuestos por la sección superior.

En la presencia de materiales piroclásticos, cuyo componente esencial está constituido por trizas vítreas, radica la importancia estratigráfica asignada, considerando que estos materiales son proyectados en la atmósfera mediante eventos volcánicos explosivos y luego distribuidos sobre grandes extensiones regionales. Se han registrado, como elemento ilustrativo, casos de dispersión que exceden los 600.00 kilómetros cuadrados. En razón de esta particularidad y en virtud de sus atributos composicionales, que los distingue fácil y expeditivamente de otros tipos sedimentarios, han sido con frecuencia utilizados como eficientes *indicadores estratigráficos tempore equivalentes* en muchas cuencas sedimentarias.

A esta altura del análisis debe convenirse que la división propuesta por Ameghino (1898) para el área tipo, en el “Juliense” y en el “Leonense”, empleando criterios paleontológicos, es coincidente con la presencia de diferencias litológicas. Se comprueba así el desarrollo de dos entidades cuya categoría litoestratigráfica será evaluada más adelante. Sin embargo, en otras localidades de la cuenca hay un completo desajuste entre la interpretación bioestratigráfica y litoestratigráfica.

Como ejemplo de lo expresado en el último párrafo, se comentará el clásico perfil del cerro Chenque y alrededores. De los cuatro esquemas estratigráficos señalados en la figura 2, sólo uno se aproxima a lo considerado en el presente trabajo. Con exclusión del “Superpatagoniense” o sección superior, la mitad inferior del perfil que para Ameghino (1906) corresponde al “Juliense”, como también la sección inferior de Windhausen (1924) y el “Juliense” de Feruglio (1949), fue considerado por Frengüelli (1929) en

gran parte como "Leonense". Esta última asignación coincide con las características piroclásticas que identifican a la parte superior de la Formación Patagonia. En otras palabras, en el cerro Chenque no aflorarían depósitos del "Juliense".

ENSAYO DE CORRELACIÓN

Identificados el "Juliense" y el "Leonense" que afloran en el Bajo de San Julián, por sus propiedades litológicas, contenido microfósilífero silíceo y coloración, es posible correlacionarlos con los perfiles Monte Entrance, Cabo Curioso, El Pajonal y Bahía Mazzarredo, como asimismo con otros de la cuenca marina terciaria.

Perfil Monte Entrance

Espesor: 89 m; base cubierta; techo Rodados Patagónicos.

Esta sección se encuentra integrada esencialmente por tufitas, calizas tufíticas, arcilitas tufíticas, areniscas tufíticas y arcilitas, con la siguiente distribución.

Los 69 m de abajo hacia arriba están formados por tufitas que por su granometría son pelítica-psamíticas en la base, pasando a pelíticas en el tramo central y superior. En esta parte del perfil se hallan 6 intercalaciones de calizas tufíticas, con espesores variables entre 0,50 y 0,05 m, constituidas específicamente por micritas tufíticas pelíticas, micritas subesparíticas tufíticas psamíticas que pasan a subesparitas micríticas tufíticas psamíticas, en partes concrecionales y biomicríticas, conteniendo principalmente *Turritella* sp. y bivalvos. Estas sobresalen en el afloramiento a modo de cornisas por su mayor grado de consolidación que las tufitas adyacentes. Tanto las tufitas como las calizas tufíticas contienen espículas y diatomeas; las primeras sólo abundan en el tramo basal del perfil.

A partir de los 69 m aparecen arcilitas escasamente tufíticas y zeolíticas que en los 78 m pasan a areniscas muy escasamente tufíticas y zeolíticas; las primeras reaparecen a los 85 m, con escaso limo arenoso, aunque aparentemente desprovistas de material piroclástico y de contenido microfósilífero silíceo, terminando a los 89 m donde se define el límite con los Rodados Patagónicos.

La coloración resulta homogénea y se encuentra dentro del gris amarillento, preferentemente del tono 5Y (7/2 y 8/1 sub-

ordinado), con muy escasos niveles gris oliva (5Y 4/1).

Estratigrafía: Las sedimentitas citadas son del "Leonense". Los 4 m superiores no presentan la totalidad de las características de esta unidad.

Perfil Cabo Curioso

Espesor: 30,20 m; base cubierta; techo Rodados Patagónicos.

En este perfil se desarrollan dos tramos. Uno inferior, que se extiende desde la base hasta los 22 m, constituido por sedimentitas clásticas y carbonáticas, y otro superior compuesto por tufitas de 8,2 m de espesor.

Los 6 m basales del primer tramo están integrados por wackes finas con intercalaciones de biomierita, y micrita que varía a biomierita; pasa a una parte de la sección que llega hasta los 18 m con micritas subesparíticas y subesparitas micríticas algo psamíticas-pelíticas, alternadas, con muy escasas biomieritas. Continúan hacia arriba arcilitas algo arenosas y ferruginosas, que remata a los 22 m en una arenisca feldespática, mediana a gruesa. Los colores registrados en esta asociación comprenden al gris oliva claro (5Y 5/2 y 6/1), gris oliva (5Y 4/1), gris amarillento (5Y 7/2), negro grisáceo (n° 2), naranja amarillento oscuro y pálido (10YR 6/6 y 8/6) y castaño oliva moderado (5Y 4/4).

A partir de la mencionada arenisca comienza el segundo tramo con un desarrollo de 8,2 m, integrado en orden ascendente por tufitas pelíticas-psamíticas, pelitas micríticas y pelíticas, que tienen bajos porcentajes de espículas, diatomeas, y raros silicoflagelados. La coloración varía entre gris amarillento (5Y 7/2) y amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Estratigrafía: Los 22 m inferiores son del "Juliense", mientras que los 8,2 m restantes del "Leonense".

Perfil El Pajonal

Espesor: 32 m; relaciones de base y techo no visibles.

La totalidad de la sección se encuentra formada por tufitas y calizas tufíticas; comienza abajo con casi 2 m de tufitas psamíticas fosilíferas y sigue con tufitas pelíticas interrumpidas por cuatro intercalaciones de tufitas psamíticas a los 5, 9, 30 y 31,8 m,

y dos delgadas intercalaciones de micritas tufíticas pelíticas a los 15 y 19,50 metros.

El contenido de restos microfósilíferos silíceos suele ser abundante, predominando en algunos niveles las espículas sobre las diatomeas. La coloración más frecuente resulta el gris amarillento (5Y 7/2), seguida del amarillo grisáceo (5Y 8/4), amarillo oscuro (5Y 6/4) y gris oliva (5Y 3/2) muy subordinado.

Estratigrafía: "Leonense".

Perfil Bahía Mazarredo

Espesor: 64 m; base oculta; techo Rodados Patagónicos.

Los 20 m inferiores se hallan constituidos por tufitas pelíticas, a las que siguen 15,5 m de subesparitas micriticas tufíticas psamíticas con dos intercalaciones de micritas tufíticas, ubicadas en la parte media y superior que sobresalen en el terreno por su mayor resistencia a la erosión. A partir de la última intercalación reaparecen las tufitas pelíticas con un contenido psamítico subordinado y variable que continúan hasta el techo.

A lo largo de toda la sección aparecen espículas predominando sobre las diatomeas.

La coloración varía entre gris amarillento (5Y 7/2) y amarillo grisáceo (5Y 8/4).

Estratigrafía: "Leonense".

En cuanto a otras zonas de la cuenca, el autor también ha diferenciado en los terrenos marinos terciarios una sección inferior integrada por materiales epiclásticos y otra superior constituida esencialmente por una mezcla de asociaciones mineralógicas epi y piroclásticas; esta última es portadora de sílice biogénica. Ambas secciones probablemente son asimilables al "Juliense" y el "Leonense".

Hacia la parte sur de la región abarcada por los perfiles analizados y en el subsuelo del área de Puerto Coile, donde fuera practicado por YPF el pozo SC. 1, Riggi (en Malumián *et al.*, 1971) distinguió en la columna sedimentaria dos secciones comprendidas entre 0 y 441 m, y entre 441 y 685 m de profundidad. La primera, por sus características piroclásticas y microfauísticas, sin duda se relaciona con el "Leonense", mientras que por lo menos la mitad superior de la segunda, datada como oligocénica, con el "Juliense".

Al sur de la mencionada localidad y en la zona de Cabo Buen Tiempo se encuentra

ubicado el pozo SC. 2, cuyo análisis litoestratigráfico ha sido recientemente finalizado por el autor (en prensa). Como en el caso anterior, en la sucesión sedimentaria se registran dos secciones con las mismas características; una superior comprendida entre los 104 y 450 m de profundidad correlacionable con el "Leonense" y otra inferior que se extiende desde los 450 hasta los 800 m; de esta última, al igual que en el caso del pozo SC. 1, sólo una parte del tramo superior correspondería al "Juliense".

Russo y Flores (1972) advirtieron que la correlación realizada mediante registros eléctricos, ha permitido comprobar la presencia de la Formación Patagonia en el subsuelo de toda la provincia de Santa Cruz, si bien no han suministrado detalles de esta información.

La mencionada diferenciación en dos secciones trasciende los límites australes de Santa Cruz hacia el ámbito fueguino, aunque en forma menos definida debido al reducido aporte piroclástico y a la escasa proliferación de los organismos silíceos asociados. Esta información surge, como dato inédito complementario, del estudio que el autor realizara sobre la estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego, donde también se comprobó el desarrollo de las secciones en cuestión, la superior homologable al "Leonense" y por lo menos la parte cuspidal de la inferior, al "Juliense". El límite divisorio se encuentra aproximadamente ubicado a los 670 y 770 m de profundidad, en los pozos YPF.TF.PR. x-2 —Pampa Rincón— (sector norte de la isla) e YPF.TF.CL. e-4 —Cabeza de León— (a escasos kilómetros al suroeste de la Bahía San Sebastián), respectivamente.

El autor hace notar que todas las descripciones de Feruglio (1949) acerca de las sedimentitas aflorantes de la Formación Patagonia en distintas partes de Chubut y Santa Cruz, con componentes piroclásticos, y que fueron atribuidas al "Juliense", son en realidad del "Leonense" de acuerdo con la diferenciación establecida en este trabajo.

Asociación mineralógica y procedencia

La asociación mineralógica del material epiclástico arenoso que integra los distintos tipos litológicos de la Formación Patagonia, se encuentra predominantemente compuesta por fragmentos líticos (pastas intersterales, hialopiliticas, pilotácicas, escasas

microgranosas y felsíticas), andesina con zonalidad bien desarrollada, microclino, cuarzo, oligoclasa, labradorita, hipersteno, enstatita, hornblenda, augita, magnetita, oxihornblenda, zircón, apatita, clorita, epidoto, biotita, moscovita, turmalina, topacio y glauconita.

De este conjunto los más abundantes son los fragmentos líticos y las plagioclasas, predominando en la mayoría de los casos los primeros. Por la naturaleza de los líticos y de las plagioclasas, como asimismo por la abundancia de hipersteno, hornblenda, augita y la presencia de oxihornblenda, es evidente que esta asociación de carácter metaestable proviene de fuentes volcánicas, mesosilíceas, muy probablemente integrantes de la denominada "Serie Andesítica". Ello fue también comprobado en el "Patagoniense" del subsuelo de Puerto Coile (Riggi, en Malumán *et al.*, 1971), en la Formación Patagonia que aflora en el Bajo San Julián y en la desembocadura del río Santa Cruz (Di Paola y Marchese, 1973), en los depósitos marinos terciarios del subsuelo de la zona de Cabo Buen Tiempo (Riggi, en prensa) y en las zonas de Pampa Rincón, Cabeza de León y Nueva Argentina, Tierra del Fuego (datos inéditos del autor).

Al considerar los antecedentes litológicos acerca de la distribución geográfica de terrenos volcánicos anteriores a la Formación Patagonia, Di Paola y Marchese (*op. cit.*) afirmaron que las áreas de aporte se encontraban en el oeste y noroeste patagónico, indicando de tal manera la dirección primitiva del aporte clástico.

Por otra parte, la presencia de muy contados individuos de microclino, fragmentos de cuarzo policristalino y de metacuarcitas, hallados por el autor en las sedimentitas estudiadas y en las de Cabo Buen Tiempo, como asimismo los escasos fragmentos líticos de pelitas, cuarzo asociado con feldespato de textura granular y granos policristalinos de cuarzo orientado, citados por Di Paola y Marchese (*op. cit.*) para la parte superior de la Formación Patagonia de Monte Observación, revelan que indudablemente las fuentes de origen plutónico y metamórfico, fueron arealmente muy restringidas.

A esta asociación epiclástica que se registra tanto en el "Juliense" como en el "Leonense", se le suma a este último un considerable aporte piroclástico que determinó sedimentos de mezcla identificados como tufitas. Este aporte provino del oeste, como consecuencia de que los movimientos orogénicos, acaecidos durante el Oligoceno, pro-

dujeron intensa actividad volcánica en la faja cordillerana de la Patagonia.

Asociación de materiales piroclásticos y sílice biogenética

En las sedimentitas de los perfiles estudiados, así como en los terrenos marinos terciarios del subsuelo de las zonas de Puerto Coile (pozo SC. 1), Cabo Buen Tiempo (pozo SC. 2) y en la región septentrional del ámbito fuegino (YPF.TF.PR. x-2 e YPF.TF.CL. e-4), el autor ha comprobado que las cenizas volcánicas se encuentran sistemáticamente asociadas con organismos de esqueleto silíceo. También pudo comprobarse que hay una relación directa entre la cantidad de partículas vítreas y de dichos organismos, contenidos en los distintos tramos de la sección superior marina.

Esta asociación sugiere que los materiales piroclásticos habrían favorecido el enriquecimiento en sílice de las aguas marinas, determinando las condiciones ecológicas que permitieron el desarrollo de diatomeas, esponjas y silicoflagelados, cuya proliferación fue controlada por la magnitud del aporte volcánico.

A Taliaferro (1933) pertenece la primera información en la que se mencionó la existencia de diatomitas relacionadas con rocas volcánicas y particularmente con tobas. Como prueba del origen piroclástico de la sílice biogenética, describió observaciones microscópicas de tobas que muestran una alteración (disolución) incipiente, restringida a las partículas vítreas más finas y a los bordes de las de mayor tamaño. Además, señaló que, con posterioridad al soterramiento, la presencia de cenizas contribuye a preservar los esqueletos silíceos de la disolución intraestratal.

Edad

En un estudio micropaleontológico realizado sobre muestras correspondientes al "Juliense" y al "Leonense", de los perfiles en consideración, Malumán (1977) consignó que la presencia de ejemplares del género *Buccella* limita al Oligoceno la edad máxima de estos depósitos. Además, señala que el género *Cribrorotalia*, característico de la Formación Patagonia, se encuentra bien representado en los distintos perfiles, agregando que la especie *hornibrooki* forma *typica*

ha sido registrada en asociación con organismos planctónicos diagnósticos del Oligoceno de la Cuenca del Colorado.

Conclusiones litoestratigráficas

Bertels (1970) al valorar los aspectos litoestratigráficos de los afloramientos del Bajo de San Julián, de las barancas de la costa atlántica frente a la isla Monte León y de la desembocadura del río San Cruz, áreas clásicas de los Pisos Juliense y Leonense de Ameghino, consideró posible delimitar dos unidades "netamente diferenciables entre sí", a las que le asignó la categoría de "Formación". A la inferior la denominó "Formación San Julián", que se caracteriza por arcilitas, areniscas y "calcáreos"; a la superior la identificó como "Formación Monte León", integrada exclusivamente por arcilitas con gran aporte piroclástico. Sin embargo, se hace notar que en el "Leonense" de la costa atlántica, como en el de distintos perfiles estudiados en el presente trabajo, la litología general está representada por tufitas pelíticas, psamíticas, calcáreas, calizas tufíticas y escasas areniscas tufíticas.

La creación de nuevas formaciones debe encuadrarse en las normas de la nomenclatura estratigráfica. Ellas establecen que la definición de una unidad debe sustentarse, entre otros requisitos, en la identificación como un ente de límites estratigráficos claramente reconocidos, en la practicabilidad de mapeo, en la descripción detallada de la sucesión litológica y en el conocimiento más amplio posible de sus variaciones verticales y laterales.

Al tratar de identificar al "Juliense" y "Leonense", el autor ha comprobado que ello resulta muy problemático si se procede a hacerlo con observaciones directas en afloramientos o muestras de mano. Como ejemplo que pone en evidencia la dificultad de diferenciar en afloramientos a estas entidades, es ilustrativo citar el clásico perfil del cerro Chenque y alrededores, donde los esquemas estratigráficos propuestos por distintos autores incluyen interpretaciones muy diversas (véase fig. 2). Asimismo, los primeros investigadores que realizaron descripciones sobre las sedimentitas consideradas, no establecieron diferencias litológicas entre el "Juliense" y "Leonense" e inclusive el "Superpatagoniense" de las áreas tipo, asignándole al conjunto una constitución principalmente piroclástica.

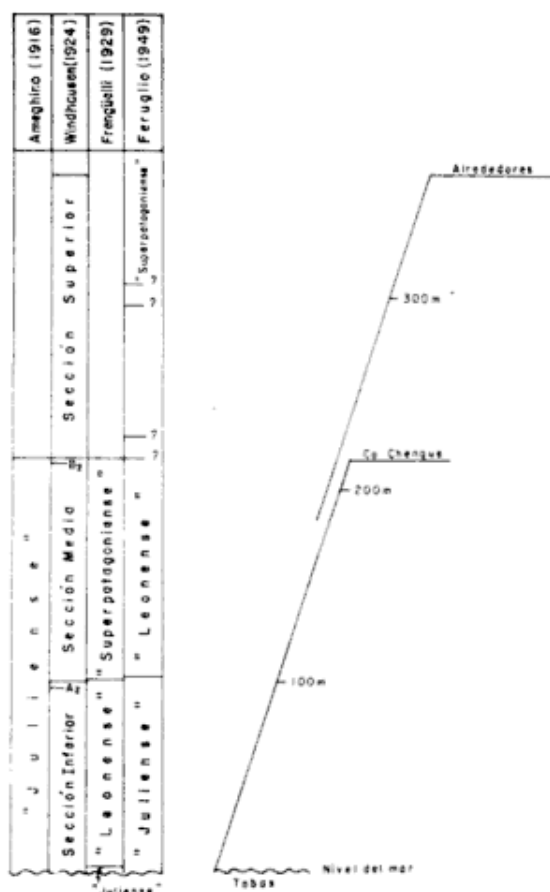


Fig. 2. — Estratigrafía del cerro Chenque y alrededores, según Ameghino, Windhausen, Frenquelli y Feruglio.

Es de señalar que las diferencias litológicas sólo pudieron ser establecidas con exactitud mediante el análisis microscópico, debido a que los elementos piroclásticos se encuentran enmascarados por el material epiclástico con el que se asocia para formar sedimentos de mezcla, integrando la parte superior de la Formación Patagonia. Considerando que la jerarquía de "Formación" lleva implícita la definición de sus límites estratigráficos por cambios litológicos apreciables y puesto que esos límites no son visualizados en las secciones estudiadas, resulta improcedente separar al "Juliense" y "Leonense" como entidades formacionales.

Un criterio importante que contribuye a esclarecer la categoría litoestratigráfica surge de las condiciones ambientales de sedimentación. Como elemento significativo, debe destacarse que durante la acumulación de estos depósitos no han variado las condiciones neríticas en las que se desarrollaron, manteniéndose por dicha causa similares caracteres granométricos en la totalidad de la sucesión marina. Además, al provenir el aporte epiclástico de una misma fuente no

se registraron variaciones en la composición mineralógica de sus componentes. La única variación la constituyó la participación de cenizas volcánicas, que se incorporaron a los materiales epiclásticos referidos, determinando los sedimentos de mezcla representativos del tramo superior de la sucesión, identificado como "Leonense".

Teniendo en cuenta el precedente análisis, se estima que no hay elementos apropiados para atribuir a estas unidades la categoría de "Formación". Se considera, en consecuencia, que le corresponde la jerarquía de "Miembro", como fuera propuesto por Di Paola y Marchese (1973) quienes las denominaron "Miembro San Julián" y "Miembro Monte León", agregando también el "Miembro Monte Observación" que corresponde al "Superpatagoniense" de otros autores.

La creación de esta última unidad no es aceptada por el autor, en razón de que su

litología y composición mineralógica son las del "Miembro Monte León".

Por lo tanto y como consideración final, la Formación Patagonia está solamente integrada por el Miembro San Julián, inferior, y el Miembro Monte León, superior. Asimismo, se estima que los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica, distribuidos a lo largo del ámbito oriental patagónico, deben ser incorporados al Miembro Monte León cuando en su litología participen *materiales piroclásticos* normalmente asociados con *silice biogenética*.

Agradecimientos

El autor expresa su reconocimiento al doctor F. Roellig por la determinación difractométrica de arcillas y al doctor E. De Alba por la lectura crítica del manuscrito.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1894. *Enumération synoptique des espèces de mammifères fossiles des formations éocènes de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XIII, 259-445, Córdoba.
- 1898. *Sinopsis geológico-paleontológica*. Segundo Censo de la Rep. Argentina, I, 111-225, Buenos Aires. (Suplemento, 13 p., 1899).
- 1906. *Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus. Nac. Bs. As. (3), VIII, 588 p., Buenos Aires.
- Bertels, A., 1970. *Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral (Rep. Argentina)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4), Buenos Aires.
- Camacho, H. H., 1967. *Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4), Buenos Aires.
- Di Paola, E. C. y H. G. Marchese, 1973. *Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián-Desembocadura del río Santa Cruz), prov. Santa Cruz, Rep. Argentina*. 5º Congr. Geol. Arg. (Actas), III, 207-222, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*. YPF .I-III, Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1929. *Apuntes de geología patagónica. Descripción de algunos perfiles de la zona petrolífera de Comodoro Rivadavia*. Bol. Inform. Petrol VI, 575-606, Buenos Aires.
- Hatcher, J. B., 1900. *Sedimentary Rocks of Southern Patagonia*. Amer. Journ. of Science, (4), IX, nº 50, 85-108, New Haven.
- Ihering, H., 1907. *Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine*. Ibid., (3), VII, 611 p., 18 láms., Buenos Aires.
- Malumián, N., V. Masiuk y J. C. Rigg, 1971. *Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC. 1, prov. Santa Cruz, Rep. Argentina. Su importancia y correlaciones*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVI (2), Buenos Aires.
- Malumián, N., 1977. *Informe micropaleontológico sobre muestras de la Formación Patagonia. Plan Fosforita* (inédito). Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Ortmann, A., 1902. *Tertiary Invertebrates. Reports of the Princeton University Exped. to Patagonia*. IV, 2, 45-332, 28 láms. Princeton, N. Y. y Stuttgart.
- Rigg, J. C., 1978. *Estratigrafía cretácica-terciaria del subsuelo correspondiente a la zona de Cabo Buen Tiempo, Santa Cruz* (en prensa).
- Rovereto, G., 1921. *Studi di geomorfologia argentina. V. La Penisola Valdez*, Boll. Soc. Ital., XXX, 1-47, Roma.
- Russo, A. y Flores, M. A., 1972. *Patagonia austral extra-andina*. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 707-725, Córdoba.
- Schiller, W., 1925. *Estratigrafía, tectónica y petróleo de Comodoro Rivadavia (Chubut)*. An. Mus. La Plata, II, 11-56, 7 láms., La Plata.

- Stipanovic, P. N. y E. J. Methol, 1972. *Macizo de Somun Curá*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 581-606, Córdoba.
- Taliaferro, N. L., 1933. *The relation of volcanism to diatomaceous and associated siliceous sediments*. Univ. California, Dept. Geol., Scien. Bull., V. 22, 1-56, California.
- Tournoüier, A., 1903. *Note sur la Géologie et la Paléontologie de la Patagonie*. Bull. Soc. Géol. France, (4), III, 463-473, Paris.
- Wilckens, O., 1905. *Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien*. Neues Jahrb. f. Min., G. u. P. XXI, 98-195, Stuttgart.
- Windhausen, A., 1924. *Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge*. Informe sobre reconocimientos efectuados en los años 1919-23. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, XXVII, 167-320, Córdoba.

Recibido: marzo 16, 1978.

C O N F E R E N C I A

LA POLITICA MINERA DE LA DIRECCION GENERAL DE FABRICACIONES MILITARES Y EL PAPEL RESERVADO EN ELLA PARA EL SECTOR PRIVADO

VICTOR COSTANZO

Coronel, Subdirector de Desarrollo Minero - Dirección General de Fabricaciones Militares

Conferencia pronunciada en la Asociación Geológica Argentina el 6 de diciembre de 1977

1. GENERALIDADES

La política minera de Fabricaciones Militares es una consecuencia de su política general y ésta a su vez se origina en los objetivos fundamentales que motivaron su creación y su accionar a través del tiempo. Estos son consecuencia de varias causas:

- a. Del ideario de Savio.
- b. De los objetivos fijados para el área por el proceso de reorganización nacional.

a. *Ideario de Savio*. Más que un hombre excepcional, Savio fue una idea luminosa que tuvo la virtud de transmitirse a través del tiempo, aportando claridad en las concepciones básicas, identificando la esencia del problema, que no es otra cosa que el interés nacional, separando lo permanente de lo coyuntural, lo fundamental de lo anecdótico y lo sectario de lo nacional.

b. *De los objetivos fijados para el área*. La Política Minera de F.M. ha tomado en consideración el contenido en la materia de los Objetivos Básicos del Acta para el Proceso de Reorganización Nacional. Ap. 2.5. "Concreción de una situación socioeconómica que asegure la capacidad de decisión nacional y la plena realización del hombre argentino, en donde el Estado mantenga el control de las áreas vitales que hacen a la seguridad y al desarrollo y brinde a la iniciativa y capitales privados, nacionales y extranjeros, las condiciones necesarias para una participación fluida en el proceso de explotación racional de los recursos, neutralizando toda posibilidad de interferencia de aquéllos en el ejercicio de los poderes públicos".

Documento de trabajo del Proyecto Nacional, apartado 4.7.2.1. "f. Controlar el empleo de los recursos naturales, en particular de los no renovables, para evitar su despilfarro y mal uso, así como las ventas al exterior de los mismos, sin contrapartida de beneficios sustanciales para la Nación".

c. *De sus leyes de creación*. Los objetivos fundamentales de F.M. fueron concretados por el Gral. Savio en leyes específicas que son las que permiten su materialización y dan el encuadre a su política.

Ley 12.987 - Plan Siderúrgico - Ley Savio.

Ley 12.709 - Creación de F.M. que en su artículo 3º inciso C dice: "Realizar, de acuerdo con el Código de Minería, exploraciones y explotaciones tendientes a la obtención de: cobre, hierro, manganeso, wolfram, berilio y demás materias necesarias para la fabricación de materiales de guerra".

Otros artículos de esta Ley facultan a la D.G.F.M. a celebrar convenios e integrar sociedades mixtas con el capital privado.

2. OBJETIVOS Y MISION

Realizar de acuerdo con la legislación vigente en materia minera, trabajos de prospección y exploración y participar en la explotación, tendiendo a la obtención de los minerales enunciados en el Art. 3º, apart. C de la Ley 12.709 a fin de contribuir al logro del abastecimiento del mercado interno y asegurar reservas estratégicas suficientes.

3. POLITICAS

- a. Propender al desarrollo de la gran minería.
- b. Colaborar con la mediana y pequeña minería.
- c. Atendiendo a la defensa del interés nacional podrá constituir sociedades utilizando los recursos jurídicos-legales en vigencia.

4. ESTRATEGIAS

a. *Zonas de trabajo*. Los trabajos geológico-mineros serán preferentemente desarrollados en áreas de frontera y de menor desarrollo relativo que contengan los minerales enunciados en el Art. 3º, apart. C de la Ley 12.709.

b. *Selección y perfeccionamiento*. En las especialidades de geología, minería, derecho minero, economía minera y otras materias conexas.

c. *Aceptación de asesoramiento y adquisición de tecnología*. Mediante convenios o contratos con entes estatales o privados, nacionales y extranjeros, para formar, perfeccionar y adoptar modernas tecnologías de trabajo.

d. *Actuación como empresa de servicios*. Prestará asistencia a terceros en prospecciones y exploraciones geológico-mineras, siempre que di-

chas tareas no perturben a los sectores involucrados en dichos trabajos.

e. *Relación con otros organismos.* Mantendrá relaciones técnicas e intercambio de información con los demás organismos del quehacer minero nacionales o provinciales, así como con asociaciones mineras privadas.

f. *Actualización de la legislación.* A los efectos de lograr adecuada y permanente actualización de la legislación minera asesorará a la superioridad como también a las autoridades nacionales y provinciales que lo requieran.

g. *Integración vertical y regional de la industria minera.* Propondrá y asesorará a la superioridad y a otras autoridades acerca de la instalación de establecimientos mineros, teniendo en cuenta el desarrollo zonal en base a estos factores: Contaminación ambiental, dimensión económica y ubicación de las plantas de fundición y refinación.

h. *Promoción de la política minera propiciada por la D.G.F.M.* Promocionará su Política Minera con la finalidad de hacer conocer su accionar en ese campo, contribuyendo así a la formación de la conciencia minera nacional.

i. *Propiedad de los yacimientos.* Reconocerá que es patrimonio inalienable del Estado Nacional.

j. *Riesgo minero.* Es de su responsabilidad en los trabajos de exploración complementaria de áreas conforme a sus posibilidades, su política, sus estrategias y curso de acción.

h. *Principio de subsidiaridad.* Este principio será aplicado respecto de la actividad privada cuando no esté comprometida la Seguridad y Defensa Nacional.

5. PAUTAS BASICAS PARA EXPLOTACION DE RECURSOS ESTRATEGICOS

Estos lineamientos antes expuestos tienen carácter de generalidades no rígidas para que el sector privado pueda orientar su accionar una vez definido el interés nacional, que siempre estará por encima de cualquier otra consideración sectorial.

La D.G.F.M. desea promover un desarrollo equilibrado mediante el máximo aprovechamiento del esfuerzo privado, con reglas claras y precisas que asimismo aseguren la presencia del Estado en las áreas que corresponden a su defensa y seguridad, dando así a sus proyectos de largo aliento estabilidad y continuidad.

Este pragmatismo de la D.G.F.M. ha llevado a la promoción de empresas privadas y a formar sociedades de todo tipo, resolviendo problemas claves del desarrollo argentino.

La mejor forma de intervención del sector privado en el desarrollo minero es aquella que optimiza el interés nacional y la rentabilidad económica de un proyecto, ya que el primer factor da estabilidad y continuidad político-social, y el segundo razonabilidad y racionalidad económica-financiera.

La D.G.F.M. considera que las variadas formas económico-jurídicas de intervención del sector privado son válidas, porque pueden llevar a la constitución de sociedades mixtas en toda la gama de posibilidades y de integración de capital, como a la de sociedades anónimas con mayoría estatal, o de otras estructuras. La D.G.F.M. considera que la intervención del Estado en el sector privado debe estar asegurada con capacidad de decisión, cuando el mismo desarrolle su accionar en lugar o forma directamente relacionado con la seguridad y defensa nacional.

A las inversiones de capitales foráneos deben ofrecerse condiciones de estabilidad y continuidad, rentabilidad del o de los proyectos avalada por estudios de factibilidad realizados en base a las técnicas modernas.

Además, medidas de promoción prudentes y sensatas que signifique un estímulo de la continuidad y estabilidad antes mencionadas, conducentes al logro de una fórmula que podría enunciarse como de interés nacional y buenos negocios.

De esta manera la D.G.F.M. se dispone a iniciar esta etapa de desarrollo, confiando que la misma, en un futuro mediato, ha de llevar al país a disponer de su potencial minero en forma racional y económica.

INFORMACIONES

NORTE GEOLOGICO

En forma periódica se recibe en la Asociación Geológica Argentina, Norte Geológico, publicación de la Mesa Ejecutiva de la Federación Argentina de Geólogos.

En sus páginas encontramos reflejadas las inquietudes, esperanzas y realidades de nuestros colegas de las provincias nortenas que, en su afán de impulsar a la ciencia que abrazamos, comunican no sólo sus propias experiencias y actividades, sino también la de los colegas de todo el país.

La excelente impresión, lo grato de su lenguaje y la magnífica diagramación, ha-

cen de Norte Geológico, un vehículo apropiado y esperado por todos.

La Asociación Geológica Argentina y sus asociados saludan alborozados la presencia de un órgano de difusión de la geología y consideran, que en los momentos actuales, la divulgación de nuestra ciencia y profesión, debe ser una tarea común a emprender. Por eso, felicitamos a nuestros colegas y deseamos que Norte Geológico siga siendo lo que su nombre indica.

JULIO LAGE

INFORMACIONES

FACENA

El 16 de diciembre de 1977 fue expuesta a la consideración del mundo científico FACENA, la Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura de la Universidad Nacional del Nordeste. El acontecimiento quizá pasó desapercibido en el medio local (Corrientes), salvo para los asistentes a la 29ª Reunión de Comunicaciones Científicas, marco quizás modesto pero que representa una situación normal de trabajo, que la Facultad consideró adecuado para esta presentación.

Sin embargo, el acontecimiento es de mucha importancia, ya que no todos los días nacen nuevos órganos de publicación de trabajos científicos, y menos aún en nuestro país. Por otra parte, tal como lo señala el Comité Editor en la presentación del volumen I, el hecho tiene un significado trascendental para la Facultad, y por extensión para la Universidad, ya que de alguna manera constituye un signo elocuente de maduración institucional.

FACENA, como todas las revistas de su tipo, pretende ser el vehículo por cuyo intermedio se den a conocer las investigaciones y trabajos de los investigadores de la Facultad y evitar de esa manera que ellos se vean obligados a publicar sus conclusiones en otras revistas del país e incluso del extranjero. Es interesante destacar que más de las tres cuartas partes de los autores del volumen I están representados por jóvenes investigadores que se han formado en la propia Facultad en estos últimos años. Ello habla a las claras del nivel alcanzado por los grupos de trabajo y de la necesidad de contar con una revista propia.

Siendo la calidad el objetivo más importante de los trabajos publicados (y a publicar en el futuro) se han estructurado mecanismos ágiles y eficaces en su salvaguarda, ya que se pretende mantener un alto nivel, comparable con las mejores publicaciones del país y del resto del mundo. Objetivo nada despreciable, y ambicioso, que de acuerdo con la muestra del volumen I puede llegar a alcanzarse.

Por ahora FACENA es una revista multidisciplinaria, hecho que en el ultraspecializado mundo científico de hoy tiene sus inconvenientes, pero es factible que en algún futuro no muy lejano se encuentren soluciones que modifiquen esta situación.

Finalmente unos datos estadísticos. El volumen I de FACENA está constituido por 198 páginas impresas incluidas 18 láminas de dibujos y fotografías. Comprende 8 trabajos distintos, en las disciplinas de geología, paleontología, botánica, zoología y química industrial. Están escritos por once autores diferentes, algunos de ellos firmando varios trabajos.

La presentación es excelente y los detalles han sido bien cuidados. La utilización de papel de muy buena calidad y la impresión por medio del sistema off-set, han producido una impresión muy limpia, detalle que es particularmente notorio en la reproducción de las fotografías. El trabajo total ha sido realizado en el Departamento de Impresiones de la Universidad del Nordeste, con cuya reconocida solvencia ha podido cristalizar este volumen.

RAFAEL HERBST

EL NUMERO 2 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 28 DE
DICIEMBRE DE 1978 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149. BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA.

El presente número se ha financiado
con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido del mismo.

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

1. **EXTENSION.** Se recomienda que la extensión de los originales no sea mayor de treinta páginas tamaño carta dactilografiadas a doble espacio (alrededor de 10.000 palabras). Cada trabajo podrá contener hasta tres páginas impresas de ilustraciones, las que podrán consistir indistintamente en mapas, perfiles, cuadros, diagramas, fotografías, etc. Cuando se acepten trabajos más extensos en texto y/o ilustraciones los autores deberán abonar la impresión del exceso, la que se les facturará a precio de costo. Los originales, tanto del texto como de las ilustraciones, se enviarán a la Asociación Geológica en duplicado.

2. **TITULO.** Debe ser sucinto e informativo sobre el tema y la localidad a que se refiere el trabajo. Es conveniente evitar iniciaciones o agregados tales como: *Sobre la importancia de...*, o *Consideraciones sobre la importancia del hallazgo de... y sus implicancias con respecto a...* etc. Los títulos deben redactarse teniendo presente la importancia de palabras claves que ayuden al fichaje en bibliotecas y servicios de documentación.

3. **RESUMENES.** Cada trabajo se iniciará con un resumen en español con su traducción al inglés, francés o alemán, sugiriéndose el primer idioma. Debe ser comprensible en sí mismo, sin referencia al trabajo y su extensión no deberá ser mayor de 150 palabras.

4. **CONCLUSIONES.** Las conclusiones consistirán en nuevos descubrimientos, conceptos, hipótesis, hallazgos significativos, etc. Deben constituir la apropiada finalización de una obra mayor y no un simple sumario o la extensión del resumen.

5. **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.** Conviene controlar dos veces las referencias y citas, una para comprobar que la cita tenga su correspondiente referencia, y la otra para verificar si la referencia está citada en el texto. La lista bibliográfica llevará como título: *Lista de trabajos citados en el texto*, y se confeccionará siguiendo el ejemplo del presente número, abreviando de igual manera las indicaciones de tomo (o volumen), número y página de las publicaciones citadas.

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 x 21,5 cm. Los perfiles de largo excesivo podrán ser fraccionados y ordenados de manera que las partes resultantes no sobrepasen las dimensiones de una página. Las ilustraciones en colores, así como el exceso ocasionado por figuras de tamaño mayor que una página, que deban ser plegadas, correrán por cuenta de los autores. Las fotografías serán claras y con buen contraste, limitándose sólo al objeto que se desee ilustrar; los fósiles, muestras de mano, etc. deberán iluminarse desde el ángulo superior izquierdo.

7. **SEPARADOS.** Los autores recibirán, sin cargo, 25 separados de cada trabajo. Aquellos que deseen un número mayor deberán indicarlo claramente al enviar los originales y los mismos correrán por su cuenta a precio de costo.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina,
deberá ser dirigida a:

MAIPU 645, piso 19, 1006 Buenos Aires, República Argentina

La correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a **LIBRART S.R.L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.**

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Oxidos de vanadio en calizas: su presencia en el yacimiento Urcal, provincia de La Rioja MILKA K. DE BRODTKORB	97
El basamento metamórfico de la sierra de Quilmes, República Argentina ALEJANDRO J. TOSELLI, JUANA N. ROSSI DE TOSELLI Y CARLOS W. RAPELA	105
Estudio petrológico y geoquímico preliminar del cuerpo básico de la región de San Francisco del Monte de Oro, provincia de San Luis JULIO C. MERODIO, LUIS H. DALLA SALDA Y CARLO W. RAPELA	122
Geomorfología cuantitativa de la cuenca del río Manso Superior, Río Negro, República Argentina - Primera parte: Análisis de Horton JORGE RABASSA	139
La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogenética en la estratigrafía de la Formación Patagonia JUAN CARLOS RIGGI	158
<i>Conferencia</i>	
La política minera de la Dirección General de Fabricaciones Militares y el papel reservado en ella para el sector privado VÍCTOR COSTANZO	172
<i>Informaciones</i>	
Norte Geológico	173
FACENA	174

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos