



Asociación Geológica Argentina

REVISTA

Tomo XXXI - N° 2

Abril - Junio

Buenos Aires 1976

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

<i>Presidente:</i>	DR. ROBERTO CAMINOS
<i>Vicepresidente:</i>	DR. JUAN CARLOS RIGGI
<i>Secretario:</i>	DR. NORBERTO MALUMLÁN
<i>Tesorero:</i>	DR. CARLOS LEOPOLDO AZCUY
<i>Vocales:</i>	LIC. MIGUEL ANGEL ULIANA
	LIC. FRANCISCO E. NULLO
<i>Vocales suplentes</i>	DR. GUALTER CHEBLI
	DR. RICARDO VARELA
	LIC. ROBERTO O. GAZZANI

COMISION DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMINOS

Miembros: LIC. FRANCISCO E. NULLO y LIC. MIGUEL A. ULIANA

DELEGADOS EN EL INTERIOR

- Delegación Bahía Blanca:* Dra. Graciela Mas, Córdoba 77
Delegación Córdoba: Dr. Carlos Gordillo, Pellegrini y Calle 8, Suc. N° 9
Delegación Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Distr. Geol. YPF, General Mosconi
Delegación La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, Urquiza 768, P. 9, d. 1
Delegación La Plata: Dr. Luis Dalla Salda, Museo de La Plata, Paseo del Bosque
Delegación Mendoza: Dr. Armando Ortega Furlotti, Azopardo 313 C.N.E.A., Godoy Cruz
Delegación Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518
Delegación Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246
Delegación Plaza Huincul: Dr. Italo Dalla Torre, Casa 250, Campamento Uno
Delegación Salta: Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57
Delegación San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabo 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. Jorge A. Moreno, Distr. Geol. YPF
Delegación Neuquén: Dr. Eloy L. Depiante, Mendoza 140
Delegación Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494
Delegación Plan Patagonia Comahue: Dr. Hugo D. Pezzuchi, Comodoro Rivadavia Km 8, Barrio Don Bosco.

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. Kimpisa (Busolini 1661, San Miguel)
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Armando Massabie (Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez)
Instituto Nacional de Ciencia y Técnica Hídricas: Dr. Carlos Schroeder (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: Dr. Juan C. Riggi (Avda. Santa Fe 1548)
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Francisco Randich (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 404-Praia Vermelha 20000, Rio 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, 0L00 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, Rio Branco 1388, Montevideo

Bolivia:

- Dr. Rafael Suárez Soruco, Casilla 3249, Bolivia

LA TECTONICA DEL BORDE ORIENTAL DE LOS ANDES EN LAS PROVINCIAS DE SALTA, TUCUMAN Y CATAMARCA, REPUBLICA ARGENTINA

RICARDO MON



Resumen

En el borde oriental de los Andes entre los paralelos $24^{\circ}30'$ y 28° se distinguen tres grandes unidades morfoestructurales: Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. Las dos últimas terminan hacia el sur contra un gran accidente de rumbo NE-SW (lineamiento de Tucumán), oblicuo con respecto a la estructura regional, que coincide probablemente con una falla de magnitud continental, la que marca localmente el límite entre dos segmentos importantes del edificio andino, considerado en su totalidad: los Andes Australes y los Andes Centrales.

Por otra parte se aportan nuevos criterios con respecto a la distribución y diferenciación de estas unidades, los que contribuyen a destacar el significado geológico de las mismas.

Las fallas oblicuas, que afectan a toda la región, son accidentes pre-andícos, que han tenido especial importancia en la Paleogeografía ya desde el Paleozoico inferior.

La vergencia de la estructura andina no es uniforme, es posible distinguir zonas vergentes hacia el este y otras hacia el oeste, éstas están separadas por ejes (ejes convergentes y divergentes) que pueden seguirse a lo largo de toda la región.

Introducción

La importante labor de cartografía geológica realizada por numerosos colegas a lo largo de varios años, a la que se suman nuestros trabajos de levantamiento fotogeológico, permite hoy tener una visión regional completa de un extenso sector del borde oriental andino, de la que resultan estas observaciones que hemos considerado oportuno dar a conocer.

El esquema tectónico que acompaña a esta comunicación sintetiza la información obtenida de diversas fuentes, especialmente hojas geológicas del Servicio Geológico Nacional que han sido total o parcialmente incorporadas: Galván (1960), González Bonorino (1950 b, 1950 c, 1951 y 1972), Ruiz Hidobro (1960, 1968, 1972) y Hoja Geológica, 12c, Laguna Helada (inédita), Turner (1962) y Vilela (1956). Los datos referentes a la totalidad de la provincia de

Abstract

In the eastern border of the Andes, between the parallels $24^{\circ}30'$ and 28° lat. S, it is possible to distinguish three big morphostructural units: Sierras Pampeanas, Cordillera Oriental, and Sierras Subandinas. The last two finish towards the south against a big accident, whose strike is NE-SW, oblique to the regional trend (lineament of Tucumán), it coincides probably with a continental fault which is locally the limit between two important segments of the whole Andean chain: Austral Andes and Central Andes.

Otherwise new criteria are given in relation to the distribution and differentiation of this units which contribute to emphasize their geological meaning.

The oblique faults, which affect the whole region, are pre-Andean features, which had special importance in the Paleogeography already in the Lower - Paleozoic time.

The overturning of the Andean structure is not uniform, one can distinguish zones with overturning to the east and zones with overturning to the west, which are separated by axes (convergent axes and divergent axes) which can be followed along hundreds of kilometers.

Tucumán y del sector de las provincias de Salta y Jujuy comprendido entre los paralelos $24^{\circ}45'$ y 26° lat. S, y los meridianos $64^{\circ}30'$ y 66° han sido extraídos de nuestros mapas fotogeológicos a escala aproximada 1:65.000 (ver fig. 2). Las numerosas excursiones al terreno realizadas desde 1970 hasta el presente nos han permitido verificar y corregir el contenido de los mismos.

La compilación final del mapa geológico-estructural se hizo a escala 1:500.000 y a partir de este se elaboró el esquema tectónico de la figura 2.

Agradecimientos: Este trabajo pudo llevarse a cabo gracias al apoyo material brindado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad Nacional de Tucumán, instituciones a las cuales expreso mi agradecimiento. A mis colaboradores del Laboratorio de

Geología Estructural de la Facultad de Ciencias Naturales de Tucumán: Lic. Hugo R. Aguirre y Jorge E. Eremchuk va mi profundo reconocimiento por el apoyo que me brindaron para la presentación de este trabajo.

Grandes unidades morfo-estructurales

De acuerdo al esquema mencionado más arriba resulta evidente la existencia de tres unidades morfoestructurales de primera magnitud:

a) Los grandes macizos metamórficos afectados por intrusiones graníticas. Estos han tenido comportamiento tectónico rígido y están delimitados por grandes fallas inversas. (Unidad I, fig. 2).

b) La franja de pliegues que han involucrado al basamento de bajo grado de metamorfismo, que ha sido plegado juntamente con la cobertura (Unidad II, fig. 2).

c) La tercera unidad corresponde al conjunto de pliegues de cobertura situado al naciente de la entidad anterior. En el núcleo de los anticlinales, las rocas más antiguas que afloran corresponden al Paleozoico inferior (Ordovícico) (Unidad III, fig. 2).

La primera entidad representa sin duda a las Sierras Pampeanas y la tercera a las

Sierras Subandinas. En cuanto a la segunda la hemos incorporado a la Cordillera Oriental, considerando que esta continúa más al sur de lo que se suponía anteriormente. Estas unidades no solo se diferencian geográficamente sino también por sus caracteres geológicos, tanto estructurales, morfológicos y estratigráficos.

SIERRAS PAMPEANAS

El rasgo característico de esta unidad es el basamento metamórfico de comportamiento tectónico rígido, afectado por importantes intrusiones graníticas y extensas zonas de migmatización. Las Sierras Pampeanas coinciden con grandes bloques fallados y basculados por fallas de importancia regional. El levantamiento de los bloques de basamento ha dado lugar a la formación de depresiones tectónicas situadas entre ellos, donde en general se encuentra la cobertura sedimentaria terciaria, plegada, como en la prolongada depresión formada por el Valle Calchaquí-Santa María. En otros casos la cobertura ha sido simplemente basculada acompañando el movimiento de los bloques. Esta está constituida por espesas secuencias de sedimentos continentales de edad terciaria superior (Mioceno-Plioceno).

El mecanismo de fallas inversas de alto ángulo curvadas en el subsuelo, propuesto por Gonzalez Bonorino (1950), continúa siendo el más adecuado para explicar la estructura regional de las Sierras Pampeanas. Estas fallas presentan importantes variaciones tanto en el rumbo como en la inclinación y sentido del desplazamiento. Todavía no ha podido comprobarse si estas variaciones están condicionadas por la estructura interna del basamento, debida a diastrófismos pre-andícos.

Hacia el oeste y el norte, las Sierras Pampeanas desaparecen gradualmente bajo las extensas coladas volcánicas terciarias y cuaternarias que caracterizan a la Puna. Hacia el naciente el límite con la Cordillera Oriental está marcado por un pronunciado cambio en la naturaleza del basamento, de la cobertura sedimentaria y del estilo de deformación.

Dentro de las Sierras Pampeanas, se distinguen dos comarcas con direcciones estructurales distintas: la situada al noroeste del lineamiento de Tucumán (este será descrito más adelante), que se en-

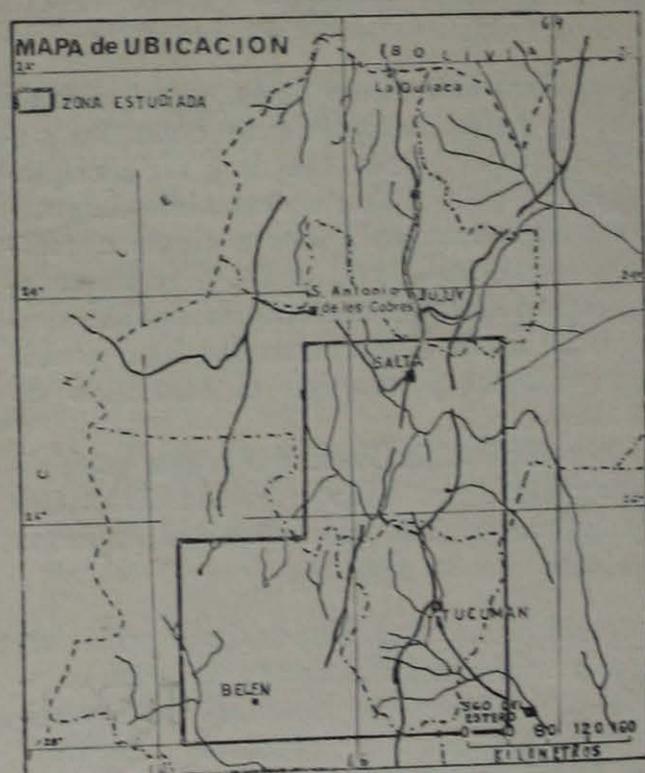


Figura 1

el sistema de sierras de la provincia de Córdoba, que constituyen las Sierras Pampeanas propiamente dichas, desvinculadas geográficamente del sistema cordillerano.

CORDILLERA ORIENTAL

Desde el punto de vista estructural la Cordillera Oriental se caracteriza por la presencia de grandes pliegues fallados dispuestos en posición escalonada. En el núcleo de los anticlinales aflora frecuentemente el basamento prepaleozoico de muy bajo grado de metamorfismo o carente de él. Este, contrariamente al basamento de las Sierras Pampeanas ha experimentado un comportamiento dúctil durante los movimientos ándicos, el que le ha permitido plegarse juntamente con la cobertura sedimentaria. Entre los núcleos formados por los macizos de basamento se encuentra la cobertura deformada en pliegues apretados, lo que implica que ésta, en algunos casos, ha tenido un juego independiente con respecto al basamento.

La cobertura de la Cordillera Oriental está integrada por sedimentos cambro-ordovícicos, una secuencia cretácica principalmente continental (Grupo Salta) y sedimentos continentales del Terciario. Tanto las secuencias cretácicas como terciarias alcanzan espesores importantes, de algunos miles de metros localmente.

La idea de que la Cordillera Oriental se prolonga hacia el sur hasta la latitud de la ciudad de Tucumán ha surgido recientemente al compilar el mapa geológico que ha dado origen a este trabajo y a una comunicación anterior (Mon, 1975). Hasta hace poco tiempo se suponía que el extremo austral de la Cordillera Oriental se encontraba aproximadamente a la latitud de Salta, pero con el progreso de la cartografía geológica de esta región ha sido posible comprobar que los rasgos estructurales, morfológicos e incluso estratigráficos que caracterizan a esta unidad continúan hacia el sur hasta el lineamiento de Tucumán. En nuestros primeros trabajos sobre la provincia de Tucumán (Mon, 1971; Mon y Urdaneta, 1972) a la sierra de San Javier y a las situadas al noreste de la ciudad capital las habíamos atribuido a las Sierras Subandinas pero, al ampliar nuestra visión regional, nos vemos obligados a rectificar esta idea ya que es evidente que estas sierras se encuentran

vinculadas a la Cordillera Oriental representando su extremo austral.

La Cordillera Oriental es, en conjunto, un macizo tectónicamente elevado con respecto a las Sierras Subandinas. El contacto entre ambas está marcado por fallas inversas que pueden representar partes de un accidente mayor, mejor representado en el subsuelo.

SIERRAS SUBANDINAS

Representan la unidad más oriental, es decir las manifestaciones más externas del sistema andino. Están constituidas por pliegues de cobertura, el basamento prepaleozoico no aflora. En general las sierras coinciden con anticlinales, lo que muestra una estrecha relación entre estructura y relieve.

Se observa que los pliegues están agrupados constituyendo grandes unidades positivas que podrían ser clasificadas como anticlinorios, en algunos casos, sumamente complejos. Estos están separados entre sí por depresiones estructurales hacia donde buzan los ejes de los pliegues. En el área considerada están representadas dos de estas grandes unidades positivas: el anticlinorio sierra Colorada-Remate y el anticlinorio sierra del Gallo-Lumbrera, este último posee una estructura mucho más compleja que el anterior. Ambos están separados por la depresión estructural de Metán-Río Juramento hacia donde buzan los ejes de los pliegues, que los componen. El extremo norte del anticlinorio Gallo-Lumbrera buza hacia la depresión estructural por la cual corre el río San Francisco. La terminación austral del anticlinorio de sierra Colorada-Remate buza hacia el suroeste, luego de experimentar un encorvamiento relacionado con el lineamiento de Tucumán.

Es llamativo el hecho de que la vergencia¹ del plegamiento varíe de un anticlinorio a otro: en el de sierra Colorada-Remate los pliegues están volcados hacia el naciente y se encuentran fallados

¹ Consideramos conveniente definir el término "vergenza", poco empleado en la literatura geológica en castellano a pesar de su utilidad. La vergencia o dirección de vergencia es la dirección hacia donde han sido volcados los pliegues y hacia adonde han sido corridos los bloques levantados por fallas inversas. Sería equivalente al vocablo francés "déversement", en Alemán "vergenz" y en idioma inglés la palabra "overturning" expresa un concepto similar.

los flancos orientales de los mismos; en cambio en el de Gallo-Lumbrera, la estructura está volcada hacia el oeste y se encuentran fallados los flancos occidentales de los pliegues. Sin embargo el movimiento rotacional de las fallas transcurrentes, oblicuas con respecto a la estructura regional, que afectan a todo el conjunto tiene en todos los casos el sentido de las agujas del reloj.

El extremo austral de las Sierras Subandinas, como en el caso de la Cordillera Oriental, está marcado también por el lineamiento de Tucumán. Hacia el naciente decrece la intensidad del plegamiento, lo que provoca la desaparición de la estructura que caracteriza a las Sierras Subandinas.

Rasgos tectónicos oblicuos con respecto a la estructura regional

Considerando la totalidad del área estudiada, los rumbos predominantes de los elementos estructurales ándicos son aproximadamente NNE-SSW, sin embargo existen fallas con rumbos pronunciadamente oblicuos a los de la estructura regional.

De todos estos elementos oblicuos el más importante es el lineamiento de Tucumán, que coincide probablemente con una falla de magnitud continental, que determina la terminación austral de la parte más ancha del edificio andino que comienza al norte de la latitud de Santa Cruz (Bolivia). Marca la terminación abrupta de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas que se extienden, de acuerdo al esquema de Aubouin (1973), desde la región del Caribe. En las Sierras Pampeanas provoca una fuerte inflexión, de dimensiones regionales, en la dirección de las fallas. Por otra parte, constituye un elemento de importancia paleogeográfica por lo menos desde el Cretácico, ya que contra él desaparecen hacia el sur las manifestaciones más australes del Grupo Salta.

La Sierra del Aconquija alcanza, al norte de este lineamiento, altitudes que superan los 5.000 metros en cambio las sierras situadas al sureste del mismo descienden a altitudes cercanas a los 2.500 metros. De manera que este accidente está marcado también por un pronunciado escalón en el relieve. Además ha provocado al oeste de Concepción una profunda ba-

hía estructural y morfológica. La configuración de la estructura regional sugiere que el lado elevado de esta falla sería el noroeste y que además habría tenido un importante desplazamiento paralelo al rumbo, el que habría provocado un movimiento rotacional en el sentido de las agujas del reloj, responsable del curvamiento hacia el suroeste que se observa localmente en la estructura regional.

Además de este accidente mayor, existen otras fallas oblicuas de menor importancia regional. El rumbo predominante de las mismas es NE-SW. En todos los casos en que puede determinarse la dirección y el sentido del desplazamiento, se observan importantes componentes de movimiento paralelas al rumbo que producen sistemáticamente una rotación en el sentido de las agujas del reloj.

Por el extremo septentrional de las Cumbres Calchaquíes pasa un sistema de fallas alineadas en dirección NE-SW, que representa probablemente una antigua cicatriz estructural que ha sido solo parcialmente reactivada por los movimientos ándicos (ésta puede seguirse desde el valle Calchaquí hasta la sierra Colorada, ver fig. 3).

En el extremo suroeste de la sierra de Mojotoro se observan fracturas oblicuas de rumbo NW-SE que coinciden con una línea de especial importancia paleogeográfica, activa ya desde los tiempos cámbricos tal como lo muestra la forma de la cuenca de las sedimentitas de esta edad.

Edades de los distintos elementos estructurales

La estructura actual de la región ha sido producida por los movimientos ándicos que culminaron entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior. A estos debe atribuirse la formación de los grandes pliegues y fallas que constituyen los rasgos estructurales más conspicuos. Sin embargo existen evidencias tectónicas, paleogeográficas y estratigráficas de que muchos de estos elementos son previos al diastrofismo ándico y que solo fueron reactivados por éste.

Las fallas oblicuas mencionadas más arriba son accidentes antiguos reactivados, tanto las de gran magnitud, como el lineamiento de Tucumán, que marca el límite austral de la deposición del Grupo

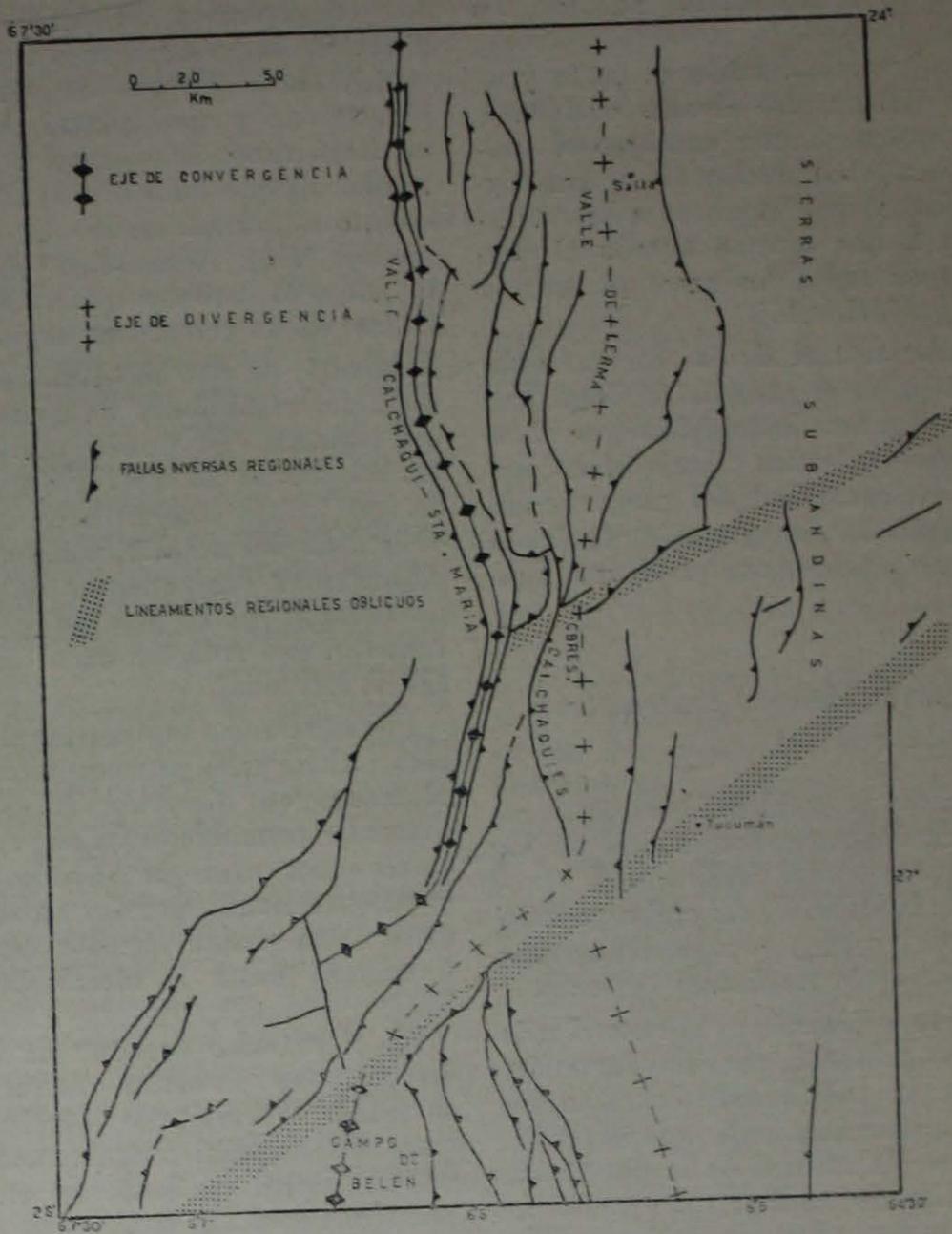


Figura 3

Salta, como las fallas menores que se manifiestan especialmente en las Sierras Subandinas. Estas últimas han delimitado segmentos que han sido deformados independientemente el uno del otro por los movimientos ándicos.

El lineamiento oblicuo (fig. 3) que pasa por el extremo norte de las cumbres Calchaquíes determina un cambio pronunciado en las facies y espesores de la parte inferior del Grupo Salta (Subgrupo Pirgua). Hacia el norte esta unidad posee espesores importantes y se halla representada por sus facies típicas; hacia el sur los espesores disminuyen bruscamente y el cambio de facies que se verifica no permite una correlación fácil con los perfiles clásicos de esta entidad.

Dentro de las fallas con rumbo ándico (submeridiano), hay también algunas que

demuestran haber sido activas por lo menos desde el Cretácico ya que han influido en la forma de la cuenca de deposición de los sedimentos de esta edad. El ejemplo más notable es la fractura del borde oriental del Valle Calchaquí. En la comarca situada inmediatamente al noreste de Cafayate se observa que el subgrupo Pirgua, constituido por una secuencia de areniscas y conglomerados rojos de más de 3.000 metros de espesor, se acuña totalmente hacia el oeste en una distancia inferior a los cinco kilómetros, este brusco biselamiento ha sido provocado por la falla mencionada que marca el límite occidental de los afloramientos de esta entidad y que en tiempos cretácicos tiene que haber determinado el borde de cuenca. Esto significaría que lo que actualmente constituye el labio elevado de una fractura inver-

sa habría sido, durante la deposición del subgrupo Pirgua, el labio bajo de una falla gravitacional.

Los grandes espesores que alcanzan las secuencias continentales del Cretácico y del Terciario indican la importancia de los movimientos de subsidencia que ocurrieron en sus cuencas de deposición. En la actualidad todavía no existen datos suficientes como para determinar cuales fueron los mecanismos tectónicos que permitieron estos movimientos, que en algunos casos alcanzaron miles de metros de magnitud. Ciertos rasgos, como el que mencionamos más arriba, permiten sospechar que estas subsidencias estuvieron acompañadas por fracturas gravitacionales de manera que podrían representar gigantescos grábenes o depresiones aulacogénicas.

En esta parte del borde oriental andino no se registran episodios de plegamiento importantes entre el Cámbrico y el Plioceno, los movimientos hercínicos, cretácicos, miocenos, registrados más al oeste, están marcados solamente por discordancias de muy bajo ángulo que señalan movimientos basculantes solamente.

El sector correspondiente a las Sierras Pampeanas constituyó un área positiva durante el Cretácico mientras que en la mayor parte de la región ocupada actualmente por la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas se instaló la cuenca de deposición del Grupo Salta (Cretácico).

Vergencia del plegamiento y de las fallas andicas

La inclinación de las fallas inversas y la dirección hacia donde se encuentran volcados los pliegues o vergencia del plegamiento no es uniforme. Sin embargo se observa cierta regularidad en la distribución de zonas con vergencia hacia el naciente y hacia el poniente. Aún más en el ambiente ocupado por las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental es posible distinguir ejes de convergencia hacia los cuales han sido empujados los bloques fallados por fracturas inversas que inclinan en direcciones opuestas de un lado y otro de los mismos y ejes de divergencia a partir de los cuales el movimiento de los bloques es de manera tal que los mismos tienden a separarse en direcciones opuestas (ver fig. 3).

El eje de convergencia más importante coincide con el Valle Calchaquí-Santa Ma-

ría, que es una larga depresión tectónica de posición NNW-SSE, marginada por fracturas inversas que inclinan en direcciones opuestas de un lado y otro de la misma. Otro eje de convergencia se encuentra en el Campo de Belén, que representa la parte norte de la depresión tectónica de Pipanaco, similar a la anterior pero mucho más extensa. Cabe preguntarse si ambos ejes no constituyen partes de uno mayor desplazadas por el lineamiento de Tucumán.

Por el valle de Lerma, cumbres Calchaquíes y sierra de Aconquija corre un eje de divergencia que experimenta una marcada inflexión relacionada al lineamiento de Tucumán. Al sur de éste se observa la probable continuación del anterior, que es el eje divergente que corre al oeste de la sierra de Guasayán.

Como surge de la observación del esquema de la figura 3, estos ejes son rasgos estructurales de gran importancia regional cuyo origen no estamos en condiciones de explicar en la actualidad. Es probable que su existencia esté condicionada por la estructura interna del basamento, es decir que se trate de rasgos heredados de diastrofismos prepaleozoicos. Los progresos que se hagan en el futuro sobre el conocimiento de la estructura interna del basamento permitirán hacer nuevos aportes para la resolución de este problema.

Ya vimos que en las Sierras Subandinas se producen cambios de vergencia de un anticlinorio a otro pero allí no es posible el trazado de ejes de gran extensión regional como los descritos más arriba.

Conclusiones

De la visión regional de este sector del borde oriental andino surgen nuevas ideas con respecto a la distribución y a la diferenciación de las grandes unidades morfoestructurales. Se refuerza la idea de que estas no solo tienen valor geográfico sino también un profundo significado geológico. Entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera Oriental hay un cambio notable en cuanto a la naturaleza del basamento prepaleozoico el que ha condicionado el comportamiento tectónico distinto de ambas unidades. A esto se agregan diferencias paleogeográficas importantes, especialmente durante el Cretácico en el que se produce la formación de una importante cuenca sobre el área de la Cordillera Oriental

y de las Sierras Subandinas, mientras el ámbito de las Sierras Pampeanas permaneció como área positiva. Algo similar ocurrió durante el Paleozoico inferior.

Entre la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas hay una marcada diferencia en intensidad de la deformación, en la primera ésta ha sido mucho mayor, las fallas inversas ándicas han tenido la magnitud suficiente como para levantar y correr importantes escamas de basamento. En cambio en las Sierras Subandinas se han producido grandes pliegues de cobertura, sin que llegue a aflorar el basamento.

La Cordillera Oriental continúa hasta el lineamiento de Tucumán, es decir llega mucha más al sur de lo que se suponía anteriormente, sin embargo cabe señalar que el extremo austral de la misma no posee ni el vigoroso relieve ni la intensidad de la tectónica de falla que se observa en sus perfiles clásicos, como los situados en ambas márgenes de la quebrada de Humahuaca (prov. de Jujuy). La que llega a Tucumán, valga la expresión, es una Cordillera Oriental decadente.

Los accidentes oblicuos que afectan a toda la región son aparentemente los de mayor antigüedad, algunos de ellos han tenido influencia en la Paleogeografía desde el Paleozoico inferior. El lineamiento de Tucumán no solo marca las terminaciones bruscas de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas sino que separa también a las Sierras Pampeanas en un sector cordillerano (del que cabe preguntarse si es lícito seguirla aplicando la denominación de "Sierras Pampeanas") y en otro extra-cordillerano, que representa a las Sierras Pampeanas típicas. Por otra parte este accidente marcaría el límite entre dos segmentos importantes de la totalidad del edificio andino, separaría a los Andes australes de los centrales en el sentido que les dan Aubouin et al. (1973).

Los ejes de cambio de vergencia constituyen elementos estructurales cuyo significado es todavía difícil de comprender, estos deberán ser estudiados bajo la luz que arrojen los estudios de la estructura interna del basamento, que se hallan todavía en un estudio incipiente.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aubouin, J., 1973. *Présentation de la Cordillere des Andes*. Rev. de Géogr. Physique et de Géol. Dynamique, XV: 5-10. Paris.
- Aubouin, J., Borrello, A. V., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. y Vicente, J. C., 1973. *Esquisse Paléogéographique et Structurales des Andes Méridionales*. Rev. de Géogr. Physique et de Geol. Dynamique, XV: 11-72. Paris.
- Galván, A. F., 1960. *Estudios geológicos en el sector septentrional de las Cumbres Calchaquies, provincias de Salta y Tucumán*. Direc. Nac. de Geol. y Min. Buenos Aires. Inédito.
- Gonzalez Bonorino, F., 1950a. *Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas*. Asoc. Geol. Argent. Rev., V: 81-110.
- 1950b. *Descripción geológica de la Hoja 13c, Villa Alberdi, prov. Tucumán y Catamarca*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 74.
- 1950c. *Geología y Petrografía de las Hojas 12d, Capillitas y 13d, Andalgalá, prov. de Catamarca*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 70.
- 1951. *Descripción geológica de la Hoja 12c, Aconquija, prov. Tucumán y Catamarca*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 75.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá*. Servicio Nac. Min. Geol., Bol. 127.
- Mon, R., 1971. *Estructura geológica del extremo austral de las Sierras Subandinas, prov. de Salta y Tucumán, República Argentina*. Asoc. Geol. Argent. Rev., XXVI: 209-220.
- 1975. *The structure of the eastern border of the Andes in north-western Argentina*. Geol. Rdsch. En prensa. Stuttgart.
- Mon, R. y Urdaneta, A., 1972. *Introducción a la Geología de Tucumán, República Argentina*. Asoc. Geol. Argent. Rev., XXVII: 309-329.
- Ruiz Huidobro, O., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 8a, Chicoana, prov. de Salta*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 89.
- 1968. *Descripción geológica de la Hoja 7e, Salta, prov. Salta y Jujuy*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 102.
- 1972. *Descripción geológica de la Hoja 11e, Santa María, prov. Tucumán y Catamarca*. Servicio Nac. Min. Geol., Bol. 134.
- *Hoja geológica, 12c, Laguna Helada, prov. de Catamarca*. Inédito.
- Turner, J. C. M., 1962. *Estratigrafía de la región al naciente de Laguna Blanca (Catamarca)*. Asoc. Geol. Argent. Rev., XVII: 11-45.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma*. Direc. Nac. de Geol. y Min., Bol. 84.

ESTRATIGRAFIA DEL TERCIARIO SEDIMENTARIO CONTINENTAL DE LA REGION CENTRAL DE LA PROVINCIA DE AISEN, CHILE

JORGE SKARMETA M.

Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Publicación autorizada por la Dirección del IIG.

Resumen

Se describe la estratigrafía del Mioceno-Plioceno sedimentario continental (Formación Galera) del sector central de la Provincia de Aisen, Chile. Consiste en areniscas y conglomerados que engranan hacia el sur con tufitas y lutitas pardas.

Se analiza el origen de esta unidad y se concluye que fue depositada por tres sistemas fluviales que corrían de oeste a este al mismo tiempo que una cordillera se alzaba hacia el oeste, a causa del diastrofismo del Oligoceno superior.

Introducción

Como parte de los estudios geológicos y de levantamiento regional que el Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile) viene realizando desde el año 1968 en la Provincia de Aisen, el autor del presente trabajo finalizó en Noviembre de 1974 un estudio del sector fronterizo de la Provincia de Aisen entre los 45°-46° latitud sur.

Este estudio consistió en una descripción de la estratigrafía y paleogeografía meso y cenozoica de este sector de la Patagonia. El presente trabajo pretende sintetizar las características estratigráficas y paleogeográficas del Terciario Continental, que es prácticamente desconocido. Se intenta además establecer correlaciones con unidades descritas en sectores próximos, de la parte argentina de la Patagonia, donde esta unidad presenta un desarrollo notable.

Marco geológico

El área levantada se ubica entre los 45°-46° lat. sur en el sector fronterizo de Chile con Argentina; ella se caracteriza por la presencia de 8 unidades litoestratigráficas cuyo rango está comprendido entre el Jurásico superior y el Cuartario inferior (Skarmeta, 1974). De más joven a más antigua estas unidades son (Fig. 1):

Abstract

This paper describes continental deposits (Miocene-Pliocene) from the central region of Aisen Province, Chile. These deposits (Galera Formation) consist in conglomerates and sandstones which to the south interfinger with tuffs and shales. The study of this unit permits to conclude that the sedimentary sequence was deposited by three fluvial systems which runned from west to east, while to the west a mountain system was being uplifted, caused by an upper Oligocene diastrophism.

BASALTOS MODERNOS

150 m de coladas, Plio-Pleistoceno?

RODADOS PATAGONICOS

1 m? cubierta de rodados, Plioceno?

FORMACION GALERA

66-605 m de conglomerados y areniscas que hacia el sur engranan con tufitas.
Mioceno-Plioceno inferior.

FORMACION PUNTA DEL MONTE

20-150 m de andesitas. Oligoceno?

FORMACION NIREHUAO

50-300 m; a) miembro superior: tobas y brechas andesíticas y riolíticas con intercalaciones de areniscas continentales y, b) miembro inferior: andesitas y brechas volcánicas. Terciario inferior.

FORMACION DIVISADERO

250-670 m, de tobas ácidas con areniscas tobáceas en la base; hacia el oeste tienen potentes intercalaciones de andesitas.
Hauteriviano-Aptiano/Albiano.

FORMACION COYHAIQUE

100-400 m lutitas negras fosilíferas engranando con areniscas fosilíferas hacia el noreste y con andesitas hacia el oeste.
Berriasiano-Hauteriviano.

FORMACION ELIZALDE

Tobas, brechas y coladas andesíticas y riolíticas presumiblemente de edad Jurásico superior.

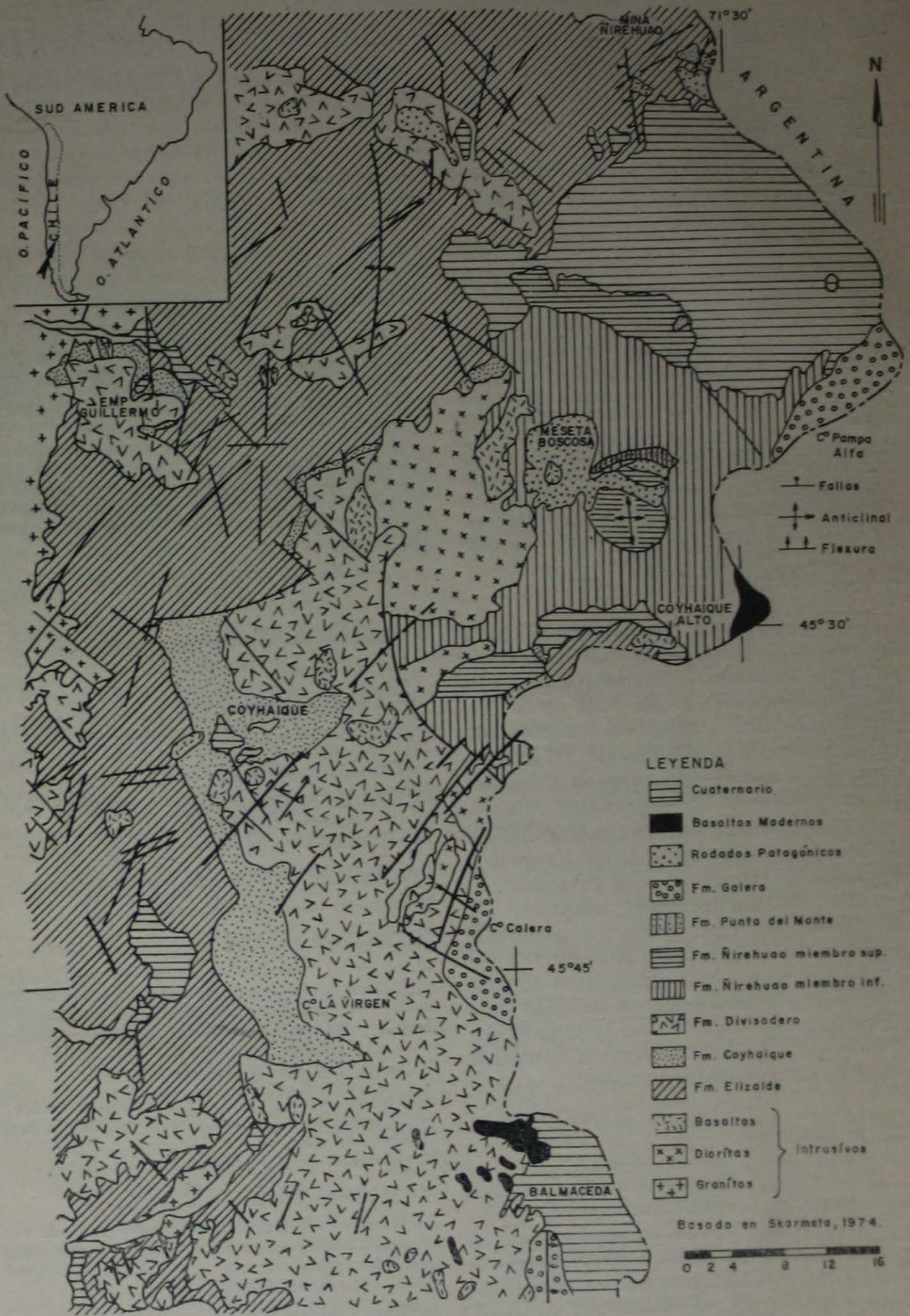


Fig. 1. — Mapa geológico

En el área afloran además rocas intrusivas que constituyen de más joven a más antigua las siguientes asociaciones:

Intrusivos andesíticos y basálticos: Cuellos y stocks de posible edad miocena.

Intrusivos dioríticos y tonalíticos porfiricos: Cuerpos hipabisales a sub volcánicos de probable edad terciaria inferior.

Complejo granítico patagónico: Granitos y granodioritas pertenecientes a diversos ciclos intrusivos de edades comprendidas entre el Jurásico superior y el Cretácico superior.

FORMACIÓN GALERA

Definición y denominación: Se denomina Formación Galera a la secuencia de conglomerados, areniscas medianas y gruesas y tufitas que afloran en el sector fronterizo de Chile con Argentina. Espinoza y Fuenzalida, R. (1971) introdujeron esta denominación suponiendo erróneamente que en Argentina esta unidad había sido definida como Formación Galera, y eligieron el Cerro Galera (en Chile) como localidad típica de la unidad que definieron como "conglomerados con clastos bien redondeados, con intercalaciones lenticulares de areniscas", (sic). Duhart (1960), hace referencia a una secuencia de areniscas ubicadas en el sector fronterizo de Aisén que, presumiblemente corresponden a la Formación Galera y los denomina "areniscas pardo amarillentas del Terciario".

Distribución, litología y espesor: En Chile, esta unidad aflora fundamentalmente en el sector fronterizo. Sus afloramientos se encuentran en el cerro Pampa Alta,

Cerro Galera y al sur de Balmaceda en la zona de Portezuelo.

En la patagonia argentina, estos depósitos afloran esporádicamente desde el río Chubut hasta el río Santa Cruz (Feruglio, 1950). En la región contigua con la nuestra, aflora a lo largo del río Mayo, en las barrancas occidentales de la Meseta Guenguel y parte alta de la Pampa de Chalia (González, R., 1967).

En el cerro Pampa Alta la formación está constituida por 66 m de conglomerados compuestos fundamentalmente por clastos de rocas metamórficas, volcánicas e intrusivas. En la parte superior de la columna, desaparecen los fragmentos de cuarcitas y granitos y los clastos presentan una imbricación hacia el este.

En el cerro Galera esta unidad tiene un espesor de 458 m donde se puede observar que: aumentan las intercalaciones de conglomerados desde la base hacia el techo; que los conglomerados basales contienen entre un 1 % y un 2 % de rodados de granito fino a medio con anfíbol y biotita, mientras que los cercanos al techo tienen alrededor de un 20 % de clastos graníticos, fundamentalmente rosados de grano grueso y con abundante ortoclasa. Los clastos de los conglomerados están imbricados hacia el este y las areniscas presentan estratificación cruzada.

Hacia el sur de Balmaceda se reconocieron 605 m de rocas sedimentarias formadas por intercalaciones de lutitas pardas, areniscas finas y conglomerados con clastos muy redondeados de hasta 2 cm de diámetro. Además hay tufitas que están, por lo general, intercaladas entre las areniscas con estratificación cruzada y los conglomerados con clastos imbricados hacia el este.

—Cerro Pampa Alta (Fig. 1, lám. 1):

Techo	No aflora (rodados de conglomerados).
15 m	Conglomerados con varias intercalaciones de areniscas lenticulares; los conglomerados tienen matriz arenosa gruesa a mediana y están formados por clastos de rocas volcánicas, esquistos y cuarzo.
10 m	Areniscas muy duras, verde amarillentas con estratificación cruzada y abundante moscovita.
15 m	Conglomerados con clastos de 10-20 cm, imbricados hacia el este, constituidos fundamentalmente por cuarzo, esquistos y fragmentos de rocas volcánicas.
5 m	Areniscas verdes gruesas de buena selección, muy duras y con estratificación cruzada.
3 m	Conglomerados de buena selección y clastos imbricados hacia el este.
3 m	Areniscas verdes gruesas, de granos redondeados con buena selección y estratificación cruzada.
5 m	Conglomerados con matriz arenosa mediana y clastos redondeados de 5 a 20 cm, formados fundamentalmente por esquistos (lám. 2).
5 m	Intercalaciones de areniscas y conglomerados finos. Una muestra de estas areniscas presenta al microscopio las características siguientes: textura clástica fina, cemento cuarzo-feldespático (escaso) y clastos formados por: cuarzo subredondeado de 0,1-0,5 mm, con extinción ondulosa y bordes embahados, que en algunos casos tiene inclusiones poikili-

ticas de apatita; feldespato alcalino anguloso y alterado a sericita; biotita verde, angulosa; fragmentos de rocas andesíticas afaníticas y con abundante microlitos de plagioclasa; rocas de textura microgranular cuarzo-feldespática; fragmentos de rocas de textura porfírica y gráfica.

5 m Conglomerados con matriz arenosa media y clastos redondeados de 1 a 15 cm, compuestos por esquistos, cuarcitas, cuarzo, vulcanitas y granitos en orden decreciente de abundancia.

Discordancia

Base Formación Ñirehuao.
Total 66 m.

—Cerro Galera (Fig. 1):

Techo No aflora (cubierto de rodados).
120 m Conglomerados, con algunas intercalaciones de 0,5 a 1 m de areniscas con estratificación cruzada. Los clastos de los conglomerados están formados por un 70 % de rocas volcánicas y un 30 % de rocas graníticas, de las cuales 2/3 corresponden a granitos rosados con abundante ortoclasa y el 1/3 restante son granitos de anfíbol y biotita.
1 m Areniscas cuarzo-feldespáticas gruesas con estratificación cruzada y buena selección.
20 m Conglomerados en que el 10 % de los clastos están formados por fragmentos de rocas graníticas medias y el 90 % restante por fragmentos de rocas volcánicas.
2 m Areniscas medianas a gruesas.
20 m Areniscas finas en bancos de 2 m.
20 m Areniscas medianas con estratificación cruzada. Cada 10 cm hay capas de 50 cm de areniscas conglomerádicas con clastos de 10 a 15 cm.
40 m Conglomerados con intercalaciones de areniscas en bancos de 20 a 30 cm.
60 m Conglomerados con clastos de brechas volcánicas semejantes a las de la Formación Ñirehuao, y areniscas intercaladas, en bancos de 30 a 50 cm. Al microscopio estas areniscas muestran cemento arcilloso cloritizado muy abundante. Los clastos son angulosos de 0.01-0.1 mm formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, piroxenos y fragmentos de rocas volcánicas andesíticas afaníticas y porfíricas.
50 m Intercalaciones de areniscas y conglomerados. Los conglomerados son cada vez más homogéneos en tamaño y más abundantes con respecto a las areniscas. Los clastos de los conglomerados están imbricados y orientados en dirección este-oeste.
100 m Areniscas con intercalaciones de conglomerados muy redondeados con clastos imbricados hacia el este, formados fundamentalmente por brechas volcánicas rosadas y un 1-20 % de granito gris; la matriz es una arenisca feldespática y cuarcífera, de grano medio.
25 m Areniscas con estratificación cruzada, en bancos de 1 m, con intercalaciones de conglomerados en bancos de 5-25 cm. Los clastos de los conglomerados miden de 2 a 20 cm y están constituidos fundamentalmente por rocas volcánicas semejantes a las de la Formación Ñirehuao con 1 a 2 % de clastos de rocas graníticas de grano fino a medio con anfíbol y biotita. Las areniscas tienen estratificación cruzada.

Discordancia

Base Formación Divisadero.
Total

—Al sur de Balmaceda (Fig. 1):

Techo No aflora.
5 m Areniscas grises con estratificación cruzada.
5 m Tufitas grises.
40 m Conglomerados con clastos bien redondeados de 2 a 5 cm de diámetro, con imbricación hacia el este. En varios niveles hay intercalaciones de lutitas y tufitas.
20 m Areniscas verdes medianas con estratificación cruzada.
20 m Lutitas y areniscas intercaladas con conglomerados en la base.
10 m Lutitas pardas en bancos de 0,5 m.
35 m Tufitas y tobas intercaladas.
15 m Conglomerados finos con matriz arenosa media.
5 m Lutitas grises a pardas, con laminación fina (lám. 3).
10 m Areniscas gruesas, verdes, con estratificación cruzada.
10 m Lutitas pardas con laminación fina.
20 m Areniscas verde-grisáceas con estratificación cruzada.
10 m Conglomerados finos con matriz arenosa.
40 m Areniscas con estratificación cruzada y matriz tobácea en la base.
40 m Lutitas verdosas con intercalaciones de 0,5-2 m de areniscas amarillentas.
5 m Conglomerados medianos con clastos de cuarzo y matriz arenosa media.
10 m Lutitas pardas.
10 m Conglomerados cuarcíferos finos con lentes de lutitas intercaladas.
20 m Lutitas grises con areniscas intercaladas. Al microscopio una muestra de estas areniscas presenta textura clástica. Los clastos consisten en plagioclasa angulosa de 0,1 mm, piroxeno anguloso de 0,1 mm; escaso cuarzo subanguloso de 0,2 mm; feldespato alcalino subangu-

	loso de 0,2 mm; fragmentos de rocas volcánicas afaníticas subangulosas de 0,2 mm y fragmentos de rocas con textura porfírica redondeados de 0,2-0,5 mm.
20 m	Areniscas medianas con estratificación cruzada.
30 m	Conglomerados finos, bien redondeados con matriz arenosa gruesa. En algunos sectores se observan clastos angulosos de lutitas quebradas.
40 m	Lutitas gris amarillentas.
30 m	Lutitas y areniscas finas intercaladas
15 m	Lutitas pardas
10 m	Lutitas verde amarillentas.
30 m	Areniscas y lutitas intercaladas.
40 m	Lutitas grises.
20 m	Areniscas con estratificación cruzada y niveles de 10 a 15 cm de conglomerados finos. Una muestra de las areniscas estudiadas al microscopio indica que están constituidas por piroxenos subangulosos de 0,1 mm; plagioclasa zonal y maclada, angulosa de 0,2-0,4 mm; fragmentos de andesitas afaníticas sub redondeadas de 0,5-1 mm; fragmentos de andesitas porfíricas, redondeadas de 0,8-1,2 mm; fragmentos de areniscas tobáceas sub redondeadas de 1 mm. El cemento de la roca está totalmente cloritizado (lám. 4).
20 m	Lutitas gruesas con escasos clastos de lutitas de hasta 4 cm en una matriz muy fina.
10 m	Lutitas finamente laminadas, color gris claro.
10 m	Areniscas medianas grises que al microscopio presentan textura clástica y escaso cemento. Los clastos son plagioclasa angulosa y fresca de 0,1-0,2 mm; feldespato alcalino anguloso de 0,5 mm; fragmentos de rocas volcánicas de textura afanítica, traquítica y porfírica sub-redondeadas de hasta 1 mm; cuarzo y piroxenos subordinados.

Concordancia

Base

Total 605 m.

EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación Galera se dispone en discordancia sobre terrenos mesozoicos y cenozoicos, aunque localmente aparece en concordancia sobre la Formación Divisadero faltando entre ellas todos los eventos terciarios.

Esta unidad se dispone en discordancia sobre la Formación Ñirehuao en la zona de Punta del Monte, y probablemente en discordancia sobre la Formación Divisadero en el cerro Galera y en relación de aparente concordancia sobre la Formación Divisadero al sur de Balmaceda. En la región de Punta del Monte, la Formación Galera es casi horizontal, mientras que la Formación Ñirehuao está inclinada 20-25° al sur; en el cerro Galera, las capas de esta unidad están inclinadas 8° al este, mientras que las tobas y brechas de la Formación Divisadero se inclinan entre 10° y 20° al norte.

El límite superior de esta unidad no fue observado. Sobre esta formación, en los cerros Pampa Alta y Galera, hay una cubierta de rodados que probablemente correspondan a una destrucción *in situ* de los conglomerados que la conforman.

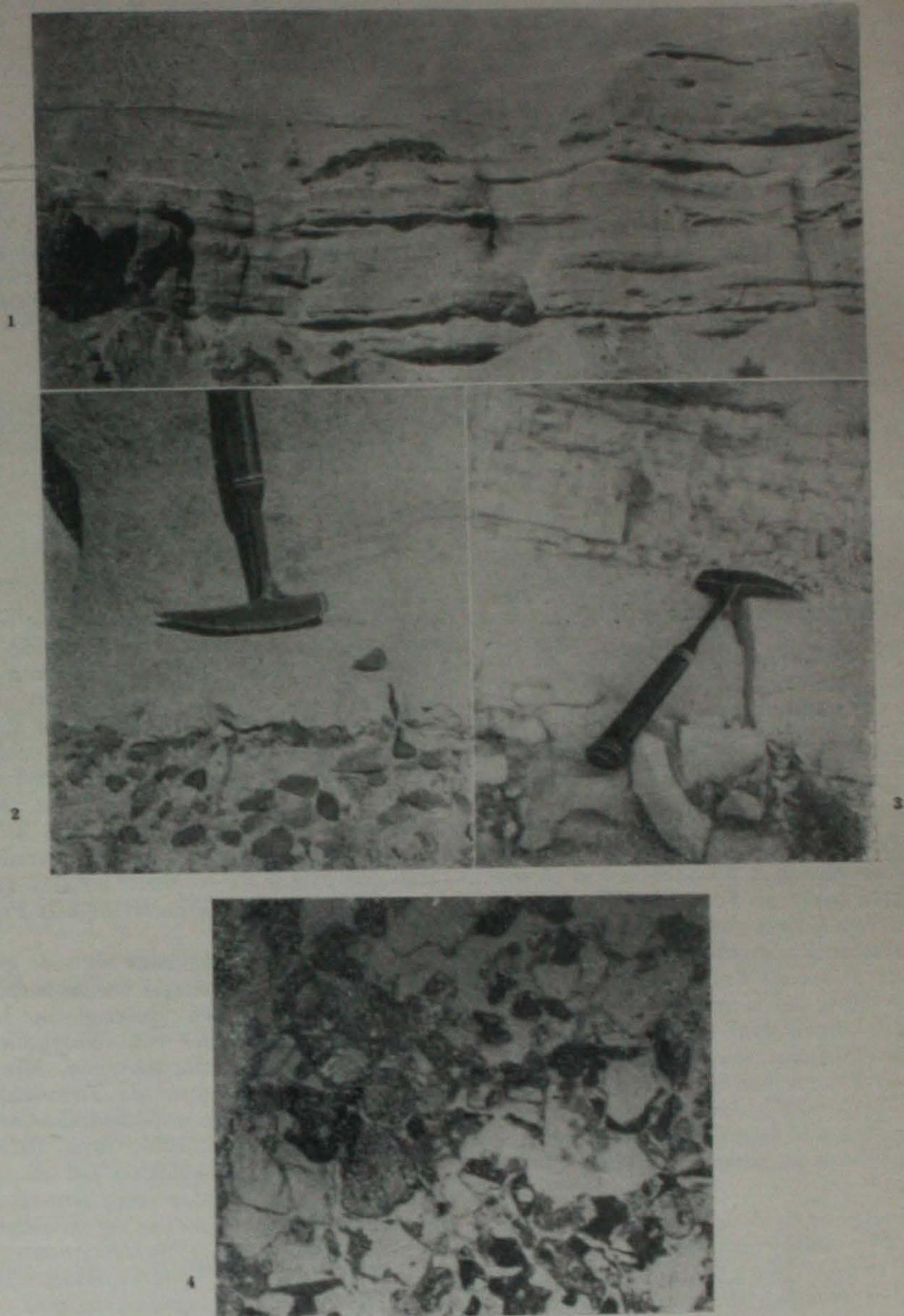
De acuerdo a sus límites formacionales sólo se puede señalar que esta unidad es posterior a las formaciones Ñirehuao y Punta del Monte, vale decir, Terciario medio o superior. La edad de esta formación en Argentina fue discutida ya a principios

de este siglo en base a los hallazgos de restos fósiles realizados por Roth (1908) y Ameghino, F. (1887) en áreas vecinas a la nuestra.

Espinoza y Fuenzalida, R. (1971) la atribuyen al Mioceno solamente por su continuidad areal con los afloramientos representados como "Mioceno" en el Mapa geológico de la República Argentina, e indican que "por los antecedentes encontrados en el área estudiada se puede señalar que la Formación Galera es posterior a la Formación Ñirehuao".

La ubicación estratigráfica de este potente complejo sedimentario fue intentada por Ameghino, F. (1906) quien define los depósitos de agua dulce con *Protypotherium*, *Pachyrucos*, *Astrapotherium*, *Mesodrom* mezclados con restos de *Toxodontidae*, *Scalabrinitherium* y *Sedlidotherium*. Posteriormente, Roth (1908, 1920, 1925) da una relación más detallada del afloramiento; precisa que estas rocas descansan sobre las "tobas patagónicas", y distingue dos niveles fosilíferos; el inferior con restos de *Notohippidae* y *Leontiniidae*, a los que añade restos de *Astraponotus*; y el superior con restos de *Astrapotherium*.

Kraglievich (1930), indica que la fauna del río Frías contiene: *Astrapotherium* sp., *Adinotherium* sp., *Nesodon* sp., *Prototrigodon rothi* Kragl., *Theosondon* aff. *gracilis* Ameg., *Prothyrotherium* sp., *Pachyrrokhos* sp., *Eusigmonys? friasensis* Kragl., *Pachyrrokhos* sp., *Eutyrotherium* sp., *Eusig-*



Lám. I. — 1, Formación Galera en el cerro Pampa Alta. Intercalaciones de conglomerados y areniscas pseudo horizontales vista hacia el este ; 2, Detalle de un afloramiento de la Formación Galera en el cerro Pampa Alta, Conglomerados y areniscas intercaladas ; 3, Detalle de la Formación Galera al sur de Balmaceda. Tuftas y areniscas finas de colores claros ; 4, Microfotografía de una arenisca muy fina de la Formación Galera, al sur de Balmaceda. Clastos subredondeados a subangulosos de variada litología ($\times 30$ sin analizador).

monys? friasensis Kragl., *Prozaedyus* sp., *Propaleohoporus* sp., *Megathericulus friasensis* Kragl. Este último género sería característico del horizonte que él denominó Friasense.

En la laguna Blanca (40 km al SE del cerro Galera) Ameghino, F. (1906) y Roth (1908), reconocen una fauna parecida a las del Fío Frías. Este horizonte que fue ubicado por Kraglievich (1930) inmediatamente encima del Friasense, se caracteriza por la aparición de los géneros *Promegatherium*, *Typothericulus*, *Stereoxodom* y *Simplimus* fue subdividido en un nivel inferior con *Protypotherium*, *Toxodontherium*, *Xocodom*, *Toxodon* y *Megatherium* y uno superior con restos de mamíferos, gastrópodos terrestres y *Unio*.

En este mismo trabajo Kraglievich (1930) propuso una unidad de rango mayor llamada Formación Friaseana, en la que incluye, de abajo hacia arriba, el Colloncurrense, el Friasense y el Mayoense (río Mayo, al cual corresponden los estratos del Río Mayo y Laguna Blanca, al este del área estudiada). De esta forma estos depósitos

continentales han sido divididos en tres horizontes, correspondiendo los más próximos al área de nuestro estudio, el Mayoense, que fue a su vez dividido por González, R. (1967) en dos formaciones: Río Mayo (inferior) y Pedregoso (superior). Aparentemente, los fósiles encontrados en la misma zona que estudió González, R. (1967) pertenecen a la parte superior de la primera de ellas, cuya edad intermedia entre el Santacrucense y el Arauco-entrerriense, la ubica en el Mioceno (González, R., 1967). La Formación Pedregoso, que se ubica en concordancia y transición gradual sobre la Formación Río Mayo, ha sido mencionada en distintas partes de la Patagonia.

Los conglomerados que representan la Formación Pedregoso son de edad pliocena inferior, considerando su posición estratigráfica y paso gradual y concordante sobre el Mioceno (González, R., 1967).

En consecuencia, la edad de la Formación Galera debe ser miocena-pliocena inferior por correlación directa con las formaciones Río Mayo y Pedregoso.

Los antecedentes estratigráficos disponi-

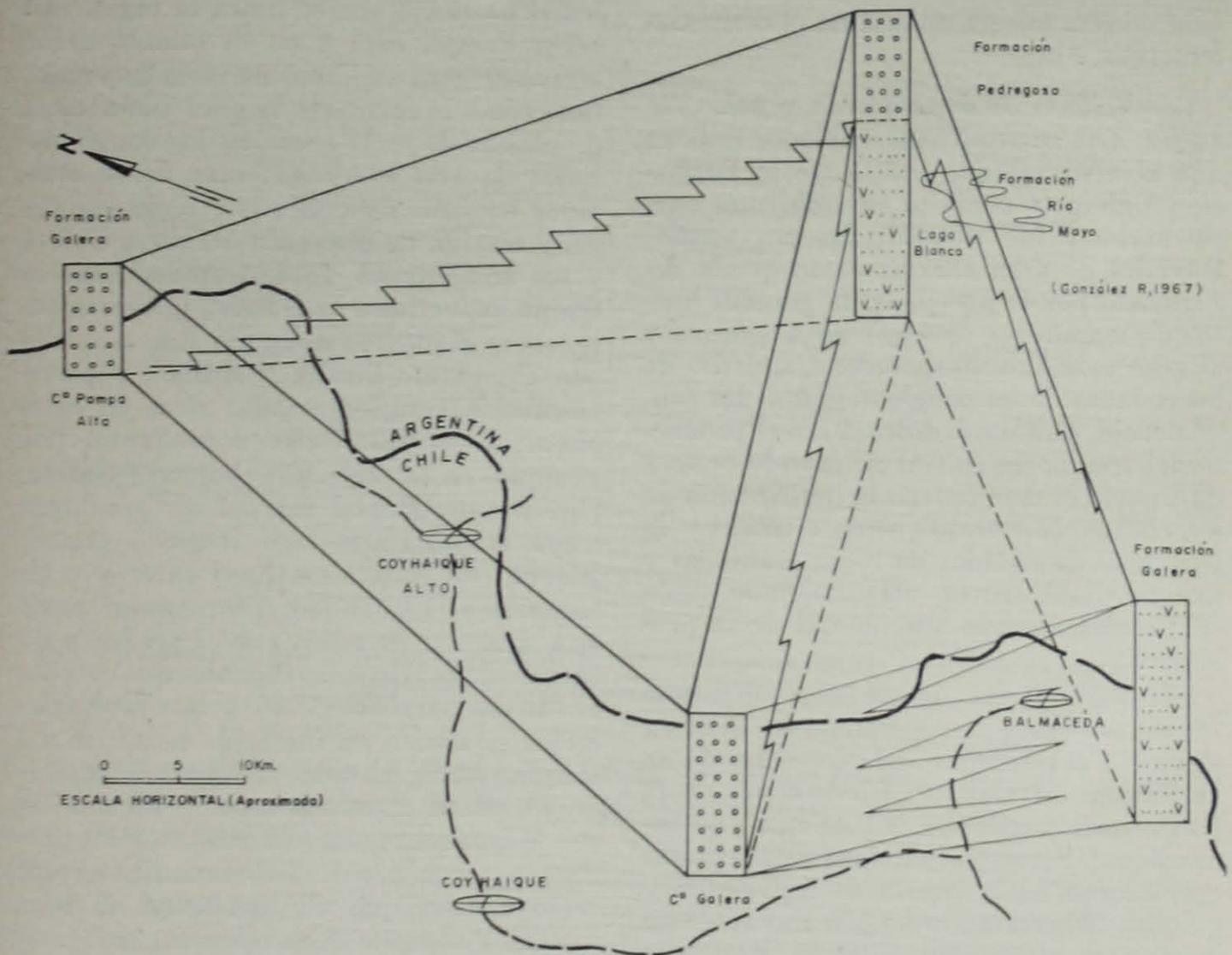


Fig. 2. — Sucesión, secuencia de facies y correlación de la Formación Galera. (Las columnas no están a escala y sus espesores no son las reglas)

bles en Chile sólo confirman la edad miocena-pliocena inferior asignada por correlación a la Formación Galera ya que se dispone discordantemente sobre las formaciones Ñirehuao y Punta del Monte (Paleoceno? - Eoceno - Oligoceno).

Correlación: Ameghino, F. (1903) menciona que en la región del río Fénix las capas del Mayoense tienen en su parte superior guijarros que se vuelven cada vez más gruesos hasta formar una capa superficial de rodados. Estos conglomerados pueden ser considerados como el equivalente de la Formación Galera. Curtice y Zunino (*vide* Feruglio, 1950), mencionan la presencia de estos conglomerados al sur de la aldea de Lago Blanco y al sur de la estancia Valle Huemules (Argentina).

Las secciones de la Formación Galera expuestas en el cerro Pampa Alta y Galera, son el equivalente litológico de la Formación Pedregoso (González, R., 1967). Las rocas expuestas al sur de Balmaceda, son el equivalente litológico de la Formación Río Mayo, y engrana lateralmente con la sección de esta misma unidad en el cerro Galera (Fig. 2).

Condiciones de depositación y paleogeografía: Los antecedentes señalados indican que el material que constituye la Formación Galera se depositó en ambientes continentales y fue transportada por medios fluviales de gran energía como queda demostrado por la presencia de grandes huesos de mamíferos (fósiles) en Argentina y el gran tamaño y buen redondeamiento de los rodados de los conglomerados. En consecuencia, esta unidad debió ser el producto del transporte fluvial en sentido oeste a este, como lo demuestran la imbricación de los clastos, la estratificación cruzada y la presencia de rodados de rocas graníticas y metamórficas, cuyos afloramientos están confinados al sector occidental de la provincia.

El diastrofismo orogenético oligoceno (Skarmeta, 1974) proporcionó un área en elevación al comienzo de la depositación de la Formación Galera. Un preludeo a la fuerte erosión que esta cadena en alzamiento sufriría, lo representan las tufitas y limos que afloran en la región de Balmaceda y que constituyen la Formación Río Mayo en Argentina (González, 1967). Probablemente, la zona cordillerana ubicada al sur de los 45°30' lat. sur, comenzó sus movimientos ascendentes en forma lenta, desde

donde se desarrollan ríos de poca pendiente que corrían por lechos amplios y recogían material de origen volcánico (Formación Divisadero? y/o Formación Elizalde?) en ciertos períodos mientras que en otros acarreaban abundante material tipo limo y arena, depositando así las tufitas, lutitas y areniscas de la zona de Balmaceda y laguna Blanca en Argentina.

Mientras al sur de los 45° 30' lat. sur la Cordillera se levantaba en forma lenta, al norte de esta latitud su ascenso era más rápido como lo prueba la granulometría de los sedimentos al norte y sur de esta latitud.

Como se desprende de columnas descritas, parte de la fuente de este material eran rocas graníticas y metamórficas pertenecientes al Complejo Granítico Patagónico y al Basamento Metamórfico, respectivamente, que hacia esa época debía estar en levantamiento, erosión y aporte (Fig. 3).

En consecuencia, los ríos corrían hacia el este de este sistema en alzamiento, reconociéndose por lo menos dos sistemas fluviales. Uno debió correr hasta la región del cerro Pampa Alta y en su camino debió atravesar gran cantidad de rocas metamórficas como lo certifican la gran abundancia de clastos de estas rocas en los conglomerados de esta localidad; otro debió atravesar terrenos formados por rocas graníticas y corrido en dirección del cerro Galera y sus alrededores. Estos terrenos habrían tenido expuestos a la erosión, primeramente, rocas graníticas de grano fino a medio con abundante biotita y anfíbol, y posteriormente granitos rosados ricos en ortoclasa. Estos materiales depositaron, por ejemplo, en la parte alta del cerro Galera. Este sistema fluvial acarreó sus productos hasta la zona del lago Blanco (laguna Blanca) en Argentina, pero antes que alcanzaran esta localidad (Plioceno inferior) esta zona fue invadida por el producto de acarreo de los sistemas fluviales que corrían al sur del paralelo 45° 30' y que probablemente se abrían en forma de borde de un abanico hacia el este (Mioceno), depositando así en laguna Blanca la Formación Río Mayo; sobre ella se depositaron los productos que acarreó el sistema fluvial del cerro Galera, que allí constituye la Formación Pedregoso (González, R., 1967).

El buen redondeamiento de los clastos de los conglomerados de los cerros Galera y Pampa Alta en comparación con los de Bal-

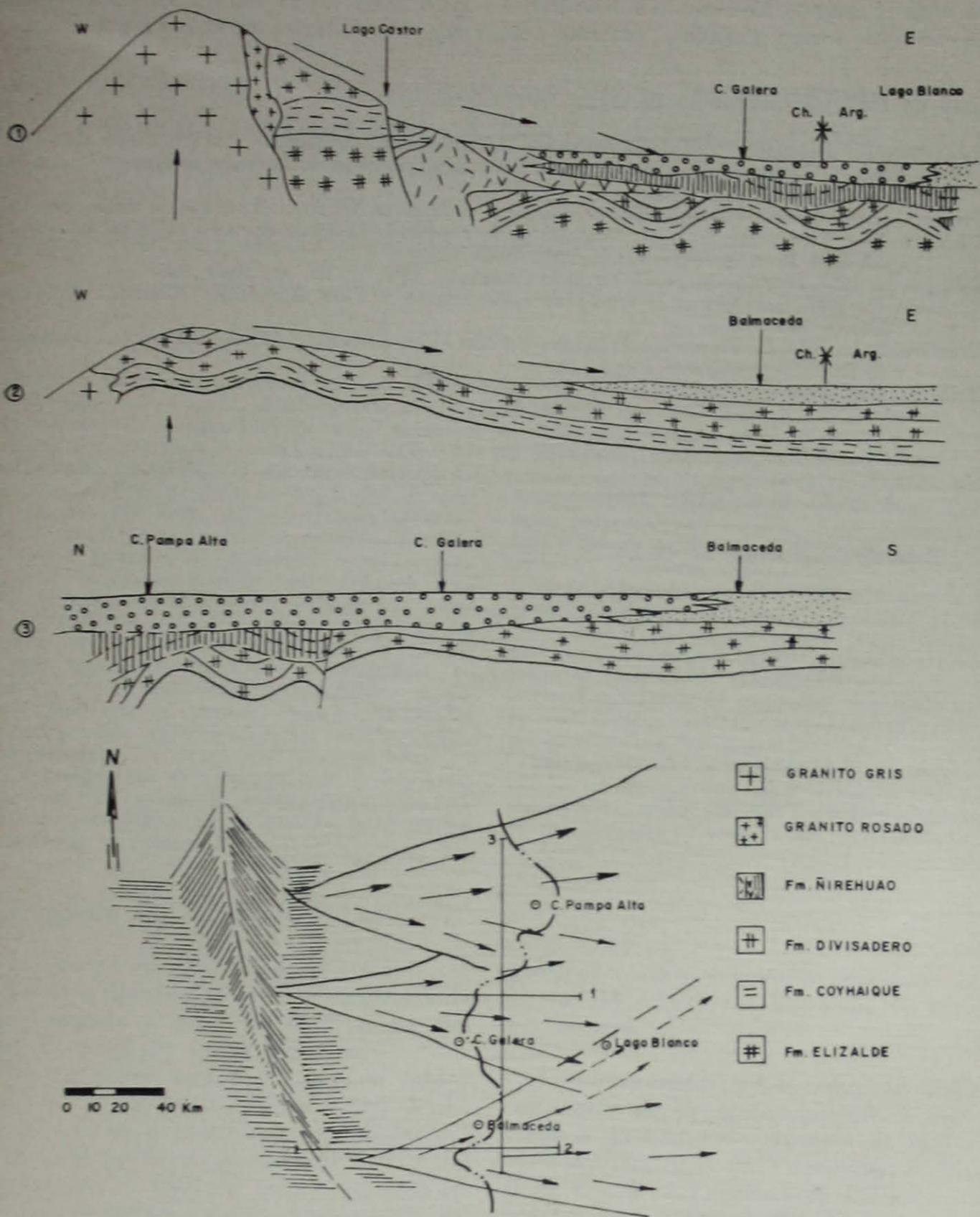


Fig. 3. — Esquema de desarrollo paleogeográfico del Mioceno-Plioceno inferior (= Formación Galera), cordillera en alzamiento desde el norte

maceda, demuestra, sin lugar a dudas, que la distancia de transporte hacia las localidades primeramente citadas fue mayor.

De esta forma se deduce que durante el Mioceno la divisoria de aguas tenía mayor altura al norte del paralelo $45^{\circ} 30'$, y que probablemente tenía la forma de una C con la convexidad hacia el oeste. En la zona de Balmaceda ésta se habría acer-

cado a la actual frontera de Chile con Argentina (Fig. 3).

Con posterioridad, a la acumulación de esta unidad una compresión del Plioceno? superior? poco intensa es responsable del plegamiento (suave inclinación al este de la Formación Galera). Al cabo de este evento se produce una tectónica distensiva que proporciona grandes fisuras por donde se

encausa el magma basáltico del Plio-Pleistoceno que forma grandes "plateau" en gran parte de la Patagonia, de los cuales hay sólo vestigios en la zona estudiada.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1900-1903. *L'Age des Formations Sedimentaries de Patagonie*. An. Soc. Cient. Arg., L-LIV.
- 1906. *Les Formations sedimentaries du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie*. An. Mus. Nac. Bs. As. III, Ser.: 1-568.
- Duhart, J., 1960. *Resultados de estudios geológicos de la parte NE de la Provincia de Aysén*. Inf. Inéd.
- Espinosa, W. y Fuenzalida, R., 1971. *Geología de la Provincia de Aysén entre los 45° y 46° lat. sur*. Inf. inéd. Inst. Investigaciones Geol., Stgo. Chile.
- Feruglio, E., 1950. *Descripción geológica de la Patagonia*. YPF, II. Bs. As., Argentina.
- González, R., 1967. *Geología de la región de Lago Blanco y Paso Río Mayo (Chubut)*. Act. Geol. Lilloana, IX: 45-65.
- Kraglievich, L., 1930. *La Formación Friaseana del Río Frias, Río Fénix, Laguna Blanca, etc. (Patagonia) y su fauna de mamíferos*. Physis, 10.
- Roth, S., 1908. *Beiträge Zur Gleiderung der sedimentablagerungen in Patagonien under Pampas region*. Nev. Jb. Min. Geo. und Paleont. Stuttgart, 26, Beilage-Band.
- 1922, 24, 25. *Investigaciones Geológicas en la región Norte de la Patagonia durante los años 1897-1899*. Rev. Mus. La Plata. XXVI: 333-392 y XXVII: 146-180.
- Skarmeta, J., 1974. *Geología de la región Continental de Aysén entre los 45°-46° lat. sur, Chile*. Tesis de grado, U. de Chile: 226.

Recibido: Septiembre 15, 1975.

MIGMATIZACION Y METAMORFISMO EN EL BASAMENTO DE LA SIERRA DE QUILMES, AL OESTE DE COLALAO DEL VALLE, PROVINCIA DE TUCUMAN, ARGENTINA

JUANA N. ROSSI DE TOSELLI¹, ALEJANDRO J. TOSELLI¹ y GUSTAVO A. TOSELLI²

1, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. 2, Becario CONICET.

Resumen

En el presente trabajo se dan a conocer las características petrográficas y distribución de las rocas metamórficas de grado medio a alto al oeste de Colalao del Valle, en la sierra de Quilmes. En la misma se reconocen metamorfitas pertenecientes a la facies de anfibolita, formadas bajo condiciones de baja presión, tipo Abukuma. Dentro del complejo se han diferenciado tres zonas de metamorfismo regional, zona de esquistos inferiores, zona de esquistos superiores y zona de gneises que contienen restos de granulitas hipersténicas. El desarrollo de migmatitas es notable, tanto por su extensión como por la riqueza en variaciones texturales en dos de los grupos mencionados.

La petrogénesis es compleja y se la interpreta como sucesivas etapas de metamorfismo, bajo condiciones cambiantes de la presión y en menor medida de la temperatura.

Introducción

La Sierra de Quilmes o del Cajón, se encuentra ubicada al oeste de la provincia de Tucumán y corre de norte a sur con una longitud de 142 kilómetros.

En su parte media y sobre su faldeo oriental se encuentra la localidad de El Pichao, en las proximidades de Colalao del Valle, que pertenece al segundo distrito del departamento Tafí. El centro del área estudiada se encuentra aproximadamente, en la intersección del paralelo de 26° 22' de latitud sur y el meridiano de 66° 01' de longitud oeste.

Desde el punto de vista litológico esta comarca se caracteriza por metamorfitas de rango mediano a alto, asociadas a rocas migmatíticas, como ya fueran reconocidas en otras importantes comarcas de las Sierras Pampeanas. En el presente trabajo se pretende llegar a descifrar la petrogénesis de estas rocas y poder establecer relaciones con otras áreas semejantes de nuestro Basamento Metamórfico. Por otra

Abstract

The petrographic features and the distribution of the metamorphic rocks of medium to high metamorphism, in the sierra de Quilmes, Tucumán province, are studied. The metamorphic rocks belong to the amphibolite facies of low pressure (Abukuma, type).

Three zones of regional metamorphism have been recognized; the first one is called of "lower schists", the second is the "upper schists" and the third zone is called of "gneisses", with relics of hypersthene granulites.

The development of migmatites is notable both by its extension and the abundance of textural varieties, in the two zones.

The petrogenesis is complex, and it is interpreted as successive stages of deformation and metamorphism, under variable conditions of pressure and secondly of temperature.

parte es nuestro propósito continuar con el estudio de éste cordón hasta su extremo austral.

Agradecimientos: Los autores dejan constancia de su agradecimiento a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Tucumán; al Plan NOA I y a la Facultad de Ciencias Naturales, por haber facilitado los medios necesarios para llevar a feliz término la realización de éste trabajo. Como así también al Dr. J. F. Bonaparte, por la lectura crítica del manuscrito e importantes sugerencias.

Antecedentes

Los trabajos realizados en ésta área son escasos y en su mayor parte corresponden a estudios sobre las características de las pegmatitas portadoras de moscovita y su

importancia económica; Porto (1959), Peña (1972-1974).

Con referencia a estudios propios del basamento debemos mencionar los trabajos de Kihien (1968) y Omil (1973), que fueron tomando aspectos parciales del problema general del metamorfismo.

Asimismo se han realizado, en distintos lugares del cordón, determinaciones radiométricas de edad sobre rocas graníticas. Así Cabrera (1973) en Tres Cerritos, localidad ubicada al sur de nuestra zona, obtuvo valores por el método K-Ar de 373 ± 10 ma. sobre biotita. Asimismo en la localidad de Cafayate, R. González (inédito) obtuvo por el mismo método y sobre biotita 391 ± 16 ma. Este dato es bastante concordante con el obtenido por Halpern y La Torre (1973) que por el método Rb-Sr obtuvieron valores de 405 ± 32 ma. Estos resultados evidencian la existencia de actividad ígnea, correspondiente al Ciclo Famatiniano de Aceñolaza y Toselli (1974).

Metodología

El presente estudio involucró tanto trabajo de campo como de gabinete; el primero consistió en la realización del mapeo de las distintas unidades y estructuras en base a fotografías aéreas realizadas por IFTA en escala aprox. 1:50.000, efectuándose simultáneamente el muestreo sistemático de los distintos grupos litológicos.

El trabajo de gabinete consistió en la realización de estudios petrográficos microscópicos para la identificación y clasificación de las rocas, estableciéndose los porcentajes de cada mineral por medio de la platina integradora Leitz. Los índices de refracción de los minerales fueron determinados mediante líquidos de inmersión y los ángulos 2V mediante la platina universal Leitz de cinco ejes.

Unidades litoestratigráficas

En nuestra zona de estudios hemos reconocido la existencia de tres unidades litoestratigráficas que se manifiestan claramente en el campo, siguiendo una secuencia de metamorfismo regional dinamotérmico progresivo y que son caracterizables por las asociaciones mineralógicas y la petrofábrica. Las mismas se forma-

ron a partir de secuencias sedimentarias pelítico-arenosas alternantes.

Las áreas migmatíticas obedecen en líneas generales, a una secuencia de estados de movilización de tipos pegmatoides, descrito por Mehenert (1968). Las tres unidades litoestratigráficas son:

- 1ª Formación Alto Cazadero.
- 2ª Formación El Guasacho.
- 3ª Formación Loma Colorada-Carrizal.

Considerando a la primera como zona de esquistos inferiores, a la segunda como zona de esquistos superiores y, en cuanto a la Formación Loma Colorada - Carrizal, como zona de gneises.

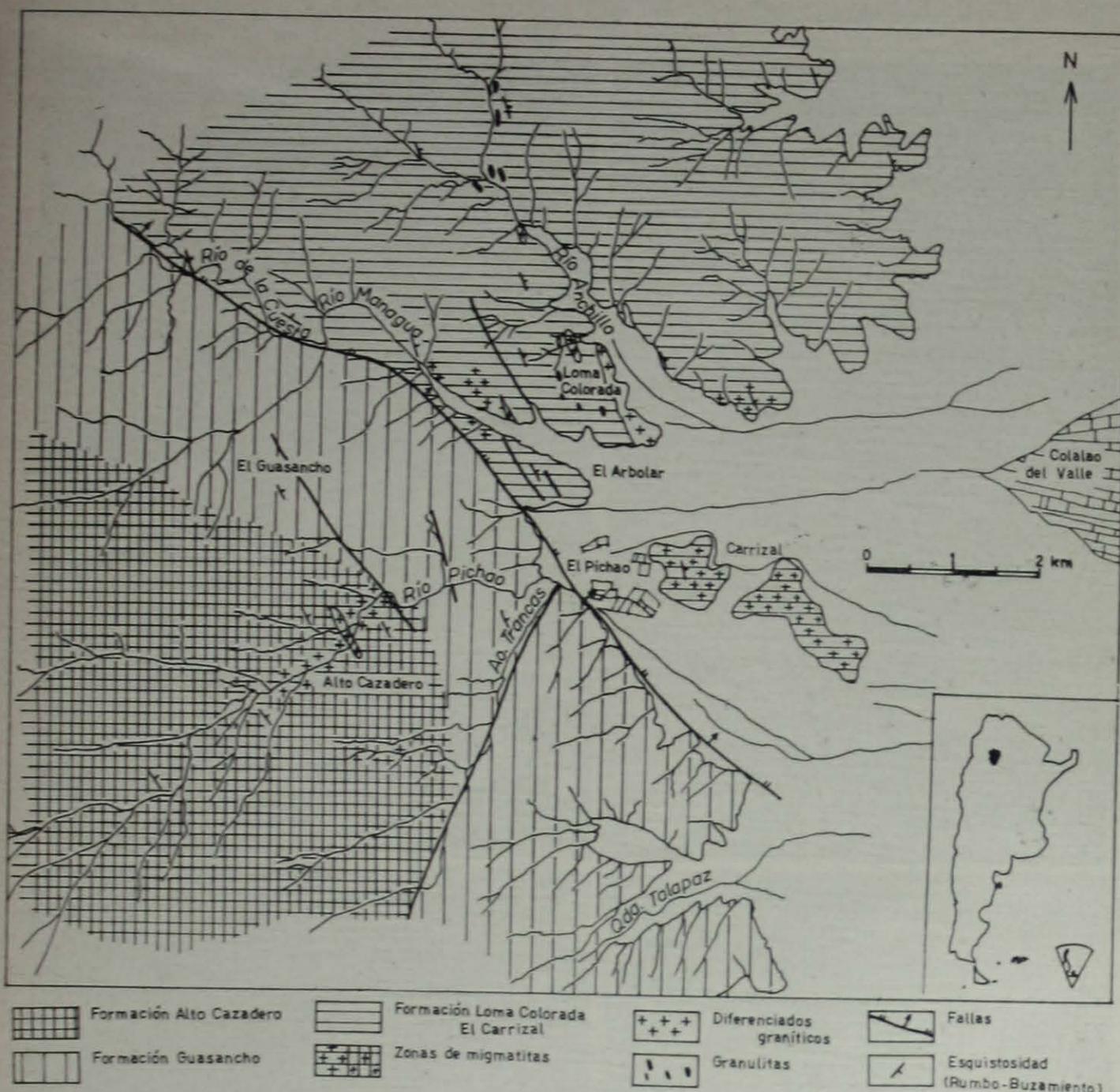
1. Formación Alto Cazadero (zona de esquistos inferiores):

Definición y área tipo: Consideramos como Formación Alto Cazadero a los afloramientos que se encuentran en el curso superior del arroyo Las Trancas y medio-superior del río Pichao y su continuación hacia el oeste y sur. Los mismos están constituidos por esquistos y gneises de grano fino con gran desarrollo de pegmatoides.

Relaciones de campo: Esta formación se dispone formando una amplia estructura monoclinial, con una inclinación promedio de 50° al noreste, cuya base se encuentra fuera de nuestra zona de estudio, mientras que su parte superior pasa en transición a la Formación El Guasacho.

Características Petrográficas: Las rocas de ésta formación son característicamente esquistos y gneises de grano fino con notable desarrollo de movilizados pegmatoides. Hacia el suroeste, estas estructuras son cada vez más frecuentes y en algunos sectores se hace notable la alternancia vertical de oftalmítas, estromatítas y filones de dilatación, las que también horizontalmente pasan en transición de uno a otro tipo (fig. 1 y 2). La composición mineralógica de estos pegmatoides es cuarzo o cuarzo-oligoclasa-microlino. El tamaño medio de sus granos es muy variable, pero cuando son de grano fino la textura es de tipo pavimentoso.

Los filones de dilatación mayores están restringidos, por un estricto control estructural a las zonas de falla, en las que el buzamiento de las capas llega a ser hasta



Plano de ubicación

subvertical, a diferencia del buzamiento regional que raramente sobrepasa los 50° , con dominio al este. Estos cuerpos mayores tienen una estructura definitivamente pegmatítica y están compuestos por cuarzo, microclino y plagioclasa, con muscovita y turmalina como accesorios importantes y raramente berilo y minerales de uranio secundarios.

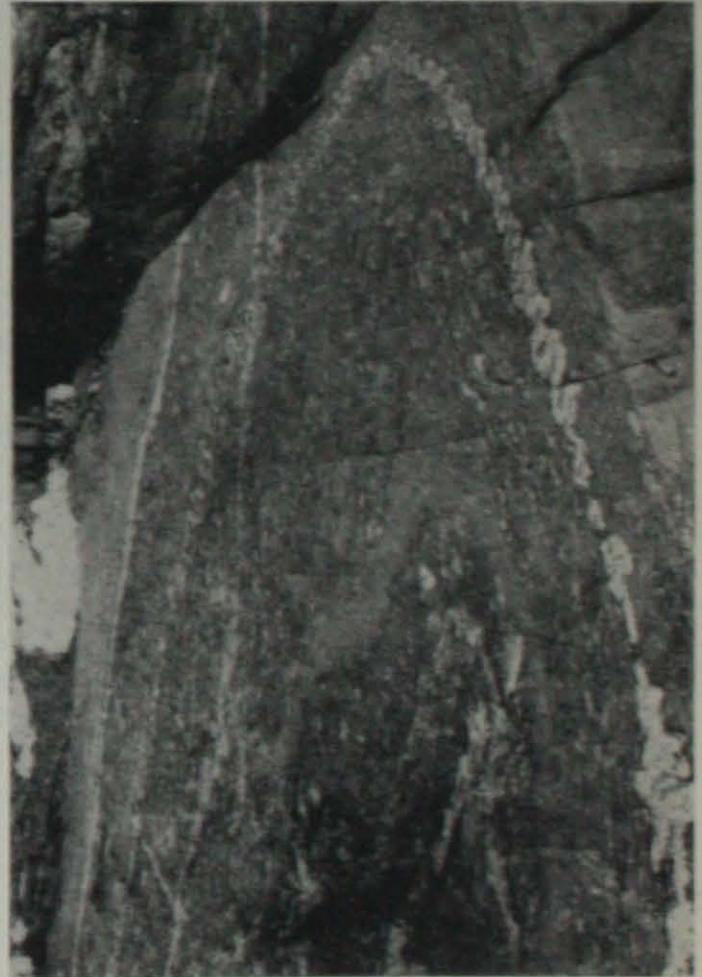
El melanosoma gnéisico está compuesto mineralógicamente por cuarzo-biotita con más o menos muscovita, a los que con frecuencia se asocia sillimanita afieltrada, oligoclasa y microlino.

Siguiendo al suroeste, sobre el cauce del río Pichao, localmente se encuentra un cuerpo granítico pequeño, sintectónico, que texturalmente grada desde un borde fo-

liado hasta un núcleo masivo, compuesto por microclino peritítico, oligoclasa, cuarzo y biotita, asociados con muscovita y granate. Hacia las cabeceras del río, se hacen muy frecuentes las estructuras ptigmáticas, con ligera insinuación de filones de dilatación que aparecen plegados en forma compleja y repetida, a pesar de lo cual el plegamiento general posee, en la mayoría de los casos, un patrón armónico de tipo isoclinal.

2. Formación El Guasancho (zona de esquistos superiores):

Definición y área tipo: Consideramos como Formación El Guasancho a una angosta faja de afloramientos de esquistos



de grano fino que se extiende en sentido sureste-noroeste, desde la quebrada de Talapaz y que pasa por el curso inferior del arroyo Las Trancas y río Pichao, por el cerro El Guasacho y que continúa hacia el oeste.

Relaciones de Campo: Esta formación se encuentra desarrollada sobre la zona de esquistos inferiores, a la que pasa en forma transicional, mientras que su techo está limitado por una falla regional inversa, que le superpone la zona de gneises catazonales.

Los rumbos y buzamientos de la Formación El Guasacho son semejantes a los de la zona de esquistos inferiores.

Características Petrográficas: Los afloramientos corresponden a esquistos y gneises de grano fino (fig. 3 y 4), escasamente venulados y pegmatitizados, generalmente bandeados, compuestos por cuarzo, muscovita, biotita, oligoclasa, granate y sillimanita. La moscovita varía ampliamente en las cantidades que se presenta, desde netamente dominante en algunos esquistos moscovíticos hasta desaparecer totalmente y dando lugar a asociaciones de cuarzo, plagioclasa, biotita y granate.

3. Formación Loma Colorada - Carrizal (zona de gneises):

Definición y área tipo: Consideramos como Formación Loma Colorada-Carrizal la amplia zona gnéisica que se extiende al NNE de la línea de falla que pasa al sur de la localidad de El Pichao y sigue al NO, aproximadamente coincidente con el cauce del río de la Cuesta.

Los lugares más claros para la observación de las metamorfitas se encuentran sobre los cauces de los ríos Managua y Anchillo, como así también en las localidades que le dan el nombre al grupo.

Relaciones de campo: Esta formación se encuentra sobreimpuesta a las anteriores, por una falla regional, ya descrita para la formación anterior y que ubica a esta zona de gneises catazonales por so-

bre los esquistos superiores de la Formación El Guasacho.

Características petrográficas: Esta zona presenta una gran variedad de tipos petrográficos, que afloran sin tener en apariencia un patrón de distribución determinado y en general pasan en forma transicional de unos a otros. Los tipos dominantes son:

- a) Gneises granítico-cordieríticos.
- b) Gneises de ojos.
- c) Gneises hipersténicos.
- d) Gneises granitoides.
- e) Granulitas.
- f) Noritas anfibolitizadas.
- g) Gneises cordierítico-hipersténicos.
- h) Migmatitas¹.

3.a. Gneises granítico-cordieríticos: Son las rocas dominantes dentro de esta formación. Se caracterizan por su grano grueso de 0,5 a 1 cm y varían desde masivos a muy foliados por efectos de deformación. Su composición mineralógica esencial es cuarzo, plagioclasa, ortoclasa (\pm microclino), cordierita, biotita, granate. Localmente aparece hiperteno y pequeños gránulos de pleonasto estrechamente asociados con la biotita. La sillimanita asociada también con la biotita, es un accesorio frecuente.

Hacia el sudeste, en las Lomadas del Carrizal, predominan gneises de grano grueso, con gran desarrollo de megablastos de microclino, con maclas de Carlsbad, ricos en inclusiones biotíticas, que en partes tienden a ser idioblásticas asemejándose entonces a los *dents de cheval* de los granitos porfíricos. También contiene frecuentemente granate y la matriz es rica en biotita, cuarzo, oligoclasa básica, microclino y sillimanita acicular notable; además presenta desarrollo común de mirmequitas.

¹ Consideramos como migmatitas todas aquellas rocas que presentan movilizadas pegmatoides. Sin descartar la posibilidad de que algunas de las texturas presentes puedan también representar fenómenos de migmatización.

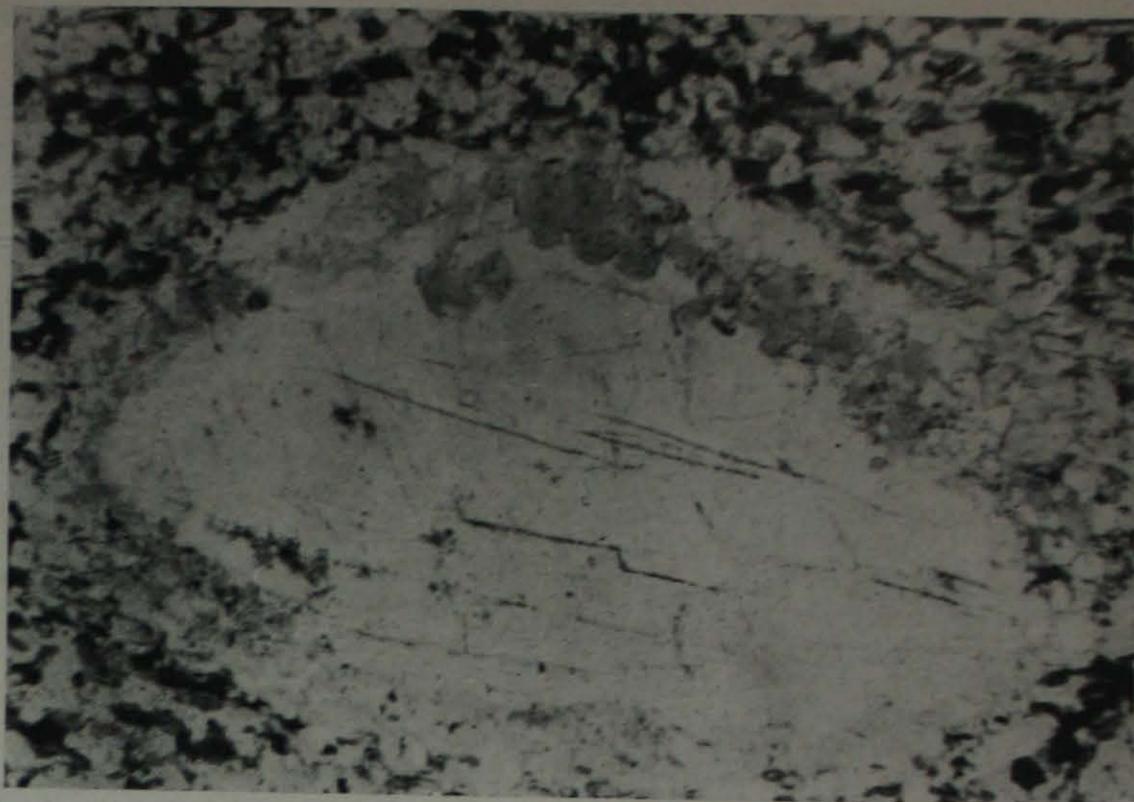


Fig. 5. — Fenoblastos de ortosa que han crecido a expensas del microclino y biotita de la pasta. Zona de gneises N // ; \times 25. Localidad: río Managua

3.b. *Gneises de ojos*: Se desarrollan típicamente a lo largo de las zonas de falla y en forma más restringida en Loma Colorada y el Carrizal. Los fenómenos metablásticos están evidenciados por las estructuras de ojos, que se desarrollan en una masa fina melanocrática, rica en biotita, cuarzo, oligoclasa, microclino y sillimanita acicular. Los ojos están constituidos por megablastos de plagioclasa (An 28-30) y ortoclasa, cuyo desarrollo se realiza a expensas del microclino y la biotita de la pasta, apareciendo los megablastos de ortosa rodeados por una aureola blanqueada de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa granular, sin biotita (fig. 5).

El granate puede alcanzar gran desarrollo, presentándose muy cargado de inclusiones y la blastesis se produce a través de los espacios intergranulares. La cordierita es rara en estas variedades oftálmicas de mesostasis fina.

En las proximidades de La Toma, los gneises de ojos de la quebrada van engrosando cada vez más su mesostasis, son más ricos en cordierita y van pasando en transición a gneises granítico-cordieríticos.

3.c. *Gneises hipersténicos*: Se presentan en bancos de desarrollo local y de escasos metros de potencia en la Loma Colorada. Son masivos y densos, generalmen-

te melanocráticos y están compuestos de cuarzo, plagioclasa, hipersteno con hornblenda y biotita. Localmente se encuentran intercalados entre gneises cordieríticos.

3.d. *Gneises granitoides*: Los gneises granítico-cordieríticos pasan en forma brusca a constituir "gneises granitoides" al aumentar considerablemente el contenido de ortosa. Éste mineral se hace tan dominante que imparte a la roca un color rojizo característico, de allí el nombre de Loma Colorada dado a dicho lugar.

Estas rocas constituyen una faja angosta que se extiende por el faldeo nor-oriental de la Loma Colorada, aflorando en forma saltuaria, entre otros lugares en San Carlitos. Esta roca se caracteriza por el desarrollo de folias claras con megablastos de forma ovoidal de ortosa y cuarzo, intercaladas con otras más finas de sillimanita. Las micas prácticamente han desaparecido. En las proximidades del contacto con el gneis granítico cordierítico, encontramos cordierita que paulatinamente va desapareciendo. En este complejo encontramos algunas zonas más básicas que varían desde granito-granodiorita hasta tonalita y que contienen anfíbol, biotita y titanita.

3.e. *Granulitas*: Dentro de los gneises granítico-cordieríticos de Loma Colorada y sobre el cauce del río Anchillo pueden observarse diseminados sin orden fijo esquistos lentiformes de rocas granulíticas (fig. 6) cuyas dimensiones van desde centímetros a algunos decímetros, compuestos de cuarzo, labradorita e hipersteno, con cantidades menores de biotita. Su grano es pequeño, con bandeo muy fino y capas alternantes de hipersteno con labradorita y cuarzo. Estos enclaves se distinguen por su color gris oscuro, textura fina y planos de fracturación muy marcados. Originalmente deben haber constituido bancos que reaccionaron en forma competente a la deformación por lo que fueron brechados y quedaron diseminados en los gneises granítico-cordieríticos. Estas rocas se hacen cada vez más frecuentes hacia el noroeste y toman el carácter de bancos e intercalaciones delgadas (fig. 7).

3.f. *Norita anfibolitizada*: Son rocas bastante raras en la región y que constituyen pequeños bancos, a excepción de un afloramiento bastante notable ubicado hacia las cabeceras del río Anchillo, en las proximidades del salto El Berro, en que se hace notable dicha roca.

Petrográficamente se caracteriza por ser de grano medio, melanocrática, con predominio de hornblenda y biotita en menor cantidad. El hipersteno es común pero se halla rodeado y reemplazado por hornblenda. Asimismo presenta laminillas de exolución sobre la cara 100, del clinopiroxeno. La plagioclasa es generalmente granular e intersticial, ligeramente zonada y de composición An 72 (bitownita).

3.g. *Gneises cordierítico-hipersténicos*: Se encuentran típicamente en el noroeste de la zona estudiada, aunque su desarrollo areal no es grande. Son rocas de grano medio a grueso, mesocráticas, de textura gnéisica, con desarrollo notable de hipersteno, ortosa y cordierita, a los que se asocian generalmente plagioclasa (andesina ácida), cuarzo, biotita y minerales opacos.

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

3.h. *Migmatitas*: Estas rocas se desarrollan en las Formaciones Alto Cazadero y Loma Colorada-Carrizal, en forma de estructuras migmatíticas bandeadas, flebi-

tas, oftalmitas, estromatitas, frecuentes pliegues ptigmáticos y algunos lentes pegmatoides, compuestos en general por cuarzo, microclino, plagioclasa (oligoclasa) y frecuentemente granate de gran desarrollo. Cuando este aparece en los pegmatoides, tiende a disponerse en los bordes del mismo, contra el paleozoma de cuarzo, biotita, feldespato y sillimanita.

El espesor de estas estructuras varía desde pocos milímetros hasta varios decímetros y en estos últimos casos constituyen pegmatoides de grano grueso que exhiben a menudo partes engrosadas lentiformes, unidas por "colas" más delgadas y formando filones de dilatación. El emplazamiento de éstos produce una deformación marcada de las folias micáceas (figs. 1, 8, 9, 4) observándose asimismo inclusiones de melanosoma, concordantes con la estructura de la roca de caja.

Todas estas estructuras migmatíticas son predominantemente paralelas y concordantes con los planos de exfoliación de esquistos y gneises.

Propiedades ópticas de los principales minerales:

Plagioclasa: La composición de las plagioclasas se mantiene constante en los esquistos y gneises de grano fino o grueso, como así también en los pegmatoides. Los valores de los índices de refracción, usando las curvas de Chayes (1952) indican composiciones que varían entre An 25 y An 30 (oligoclasa básica).

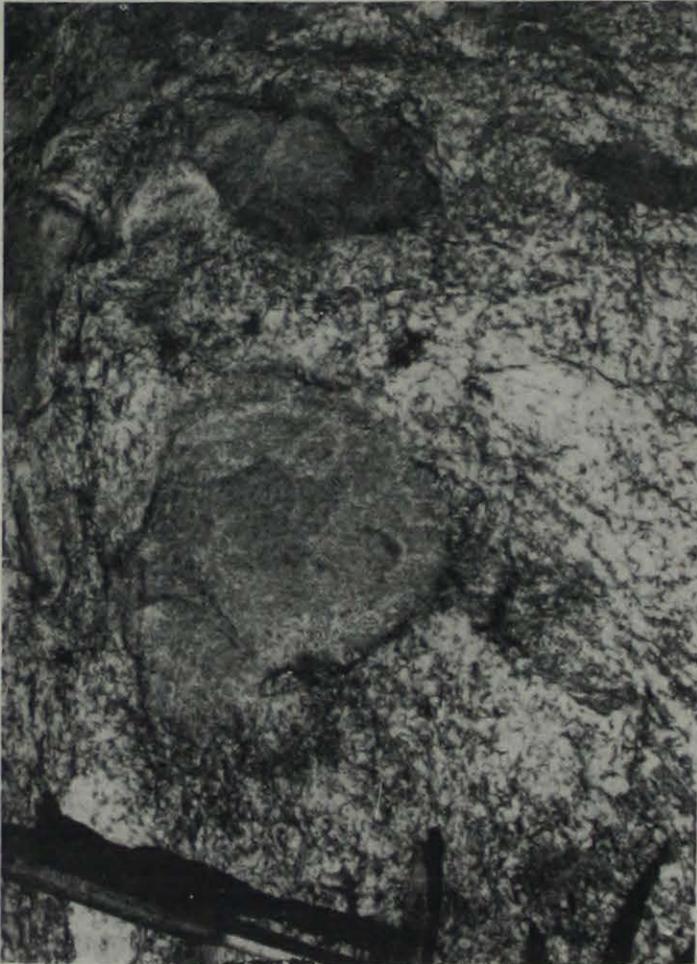
En los gneises granítico cordieríticos, gneises de ojos y gneises cordierítico-hipersténicos la plagioclasa es de composición An 30-35 (andesina ácida). Mientras que la plagioclasa de las granulitas y gneises hipersténicos es de composición An 50-55 (labradorita ácida). Asimismo, en las noritas anfibolitizadas es notablemente cálcica, An 72 (bitownita), lo que indica que la composición original se mantuvo sin cambio a través del metamorfismo que afectó al intrusivo.

Feldespato potásico: En los gneises granitoides, granítico-cordieríticos y cordierítico-hipersténicos, como así también en los pegmatoides del río Pichao y en los esquistos y gneises de grano fino a medio, el feldespato potásico es "microclino" con sus típicas maclas en enrejado. Por otra parte en los gneises de ojos y leucosomas del cauce del río Managua, no tienen las

9



8



6

7

Modo aproximado

Muestra.....	255	258	787	789	792	800
Cuarzo.....	37	34	38	19	36	28
Plagioclasa	22	27	29	10	30	48
Biotita.....	16	23	15	17	12	2
Cordierita	18	10	—	—	10	—
Microclino.....	3	3	4	—	10	—
Mirmequitas.....	—	—	—	—	2	—
Granate	2	—	5	—	—	—
Hipersteno	—	3	—	39	—	21
Hornblenda	—	—	—	12	—	—
Opacos.....	—	—	—	3	—	1

Muestras 255, 258, 787 y 792 : Gneises granítico-cordieríticos.

Muestra 800 : Granulita hipersténica.

Muestra 789 : Gneis hipersténico.

maclas características visibles, por lo que podría ser una ortosa pertítica o bien microclino sin maclas en enrejado. La ortosa del gneis granítico cordierítico tiene un 2V de 57°.

Texturalmente el feldespato potásico se presenta siempre xenoblástico, ya sea tanto en la mesostasis como en los porfiroblastos de los gneises de ojos y en los pegmatoides. Es evidente que su recristalización es posterior a la de la plagioclasa y a la del cuarzo. La blastesis en los gneises de ojos se produce por reemplazo de la mesostasis circundante, especialmente a expensas de la biotita y del microclino de la pasta. Todos los megablastos aparecen circundados por una aureola, "blanqueado", de cuarzo, plagioclasa y microclino, en los que la biotita ha desaparecido (ver fig. 5).

Cordierita: Aparece en granos ovoides y cristales xenoblásticos en los gneises granítico-cordieríticos, cordierítico-hipersténicos y gneises granitoides de Loma Colorada.

En las rocas granulosas pueden desarrollarse cristales de hasta 5 mm, que frescos son de color violeta azulado intenso, en general muy límpidos y con escasas inclusiones de biotita y zircón que producen halos pleocroicos intensos de color amarillo oro y con desarrollo de maclas lamelares muy frecuentes. Se altera fácilmente a través de las fracturas en material clorítico-sericítico (pinita). Los índices de refracción y los 2V medidos son:

Rocas...	221	633	640	635	714
2V α	97°	—	101°	100°	—

α 1,539	α 1,542	α 1,542
β 1,547	β 1,548	β 1,546
γ 1,553	γ 1,556	γ - - -

a 1.000° C por 10 minutos :

α 1,527	α 1,527
β 1,533	β 1,535
γ 1,545	γ - - -

Figs. 6-9. — 6, esquistos de granulitas hipersténicas, en gneises cordieríticos. Zona de gneises ; 7, banco de granulita hipersténica de 0,30 m de espesor dentro de gneises cordieríticos ; 8, zona de transición de esquistos inferiores a esquistos superiores, con migmatización incipiente. La estructura está cortada por una fractura antigua ; 9, leucosoma pegmatóide, con restos de melanosoma concordantes con la estructura de la roca de caja. Zona de esquistos inferiores migmatizados. (Figs. 6 y 7 : localidad, río Anchillo. Figs. 8 y 9 : localidad, río Pichao).

Estas propiedades ópticas concuerdan con las de las cordieritas subdistorsionadas determinadas por Gordillo *et al.* (1970) en las sierras de Córdoba, por cuanto, 1) la paragénesis mineral es semejante; 2) las propiedades ópticas de acuerdo al diagrama de Miyashiro (1957, in Deer *et al.*, 1962) son coincidentes; y 3) lo mismo sería por extensión, para la composición química.

La proyección de los índices α y β de las cordieritas, después del calentamiento a 1.000° C por 10 minutos, según propuso Iiyama (1956, in Deer *et al.*, *ob. cit.*) indicaría una composición aproximada de 15-18 % de $(Fe^{2+}, Mn)_2Al_4SiO_5O_{18}$.

Hipersteno: Se presenta generalmente fresco y es intensamente pleocroico X: rosado y Z: verde claro. Los índices de refracción medidos son:

Rocas.....	631	714
2V α	63°	—
	α : 1,698	α : 1,697
	γ : 1,709	γ : 1,711

Roca 631: granulita hipersténica.

Roca 614: gneis cordierítico hipersténico.

Proyectando los valores de α y γ en el diagrama de Deer *et al.* (*ob. cit.*) la composición estimada corresponde a hiperstenos con 32 % y 38 % de ortoferrosilita respectivamente, es decir que son más ricos en Mg que en Fe.

Este mineral aparece localmente en los gneises granítico cordieríticos, es abundante en las noritas anfibolitizadas y es el mafito dominante en los esqualitos y bancos de granulitas, como así también en los gneises hipersténicos y cordierítico hipersténicos. En éstos últimos se encuentra estrechamente asociado con la biotita, pleonasto, magnetita y/o ilmenita. En las noritas anfibolitizadas está sufriendo un notable proceso de transformación en anfíbol (uralitización).

Sillimanita: Está casi siempre presente en los gneises de ojos y granulosos y en el gneis granitoide aparece siempre restringida al paleosoma. Generalmente se la encuentra como concentraciones de finas agujas en los bordes y fracturas de

algunas cordieritas. Su hábito es siempre acicular o prismático.

Granate: Es muy frecuente en los gneises de grano grueso y de ojos y más raro en las migmatitas del río Pichao, pero abunda en la quebrada del río Managua y está presente en los gneises granulosos de Loma Colorada-San Carlitos y El Carrizal.

Su desarrollo es siempre xenoblástico a través de los espacios intergranulares, por lo que engloba gran cantidad de inclusiones de cuarzo y biotita que dificulta grandemente la determinación de su peso específico.

Su asociación con cordierita, en los gneises granulosos, indica una relación de estabilidad de los dos minerales e iguales condiciones de formación. El índice de refracción medido es de 1,788 y el tamaño de la celdilla elemental de 11,50 Å, determinada por difracción de rayos X. Estos valores, en el diagrama de Winchell (1958, in Deer *et al.*, *ob. cit.*) da una composición de Alm 70 Pir 30. Mientras que el granate desarrollado en las rocas migmatíticas, en los bordes de las venas cuarzo-feldespáticas tiene un índice de refracción de 1,802 y la celdilla elemental de 11,51 Å, lo que en el diagrama de Winchell (1958, in Deer *et al.*, *ob. cit.*) corresponde a una composición de Alm 75 Pir 25.

Si bien estas constantes físicas demuestran una variación muy débil en la composición, están de acuerdo con sus paragénesis respectivas. Granate ligeramente más rico en piropero (Mg^{2+}) en las asociaciones con cordierita y más almandínico (Fe^{2+}) en las migmatitas no cordieríticas.

Petrogénesis y condiciones físicas del metamorfismo.

Es frecuente que en el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas se encuentren asociados en áreas restringidas, rocas pertenecientes a la facies de anfíbolita junto con la de granulitas. Mirré (1971) las señaló en la sierra de Valle Fértil; Gordillo *et al.* (1971) y Gordillo (1972, 1973) en las sierras Chica y Grande de Córdoba.

Nosotros hemos reconocido esta asociación particular en un área de unos 45 km² y que se continuaría hacia el NNO, fuera de nuestra zona, donde las granulitas, gneises hipersténicos y noritas anfiboliti-

zadas constituyen fajas cada vez más frecuentes en los gneises granítico-cordieríticos.

El problema que se plantea en todos estos casos es el explicar la coexistencia de rocas regionales de facies de anfibolita, considerando a las migmatitas como pertenecientes a esta facies y con fajas restringidas de asociaciones minerales correspondientes a granulitas hornbléndicas e hiperténicas.

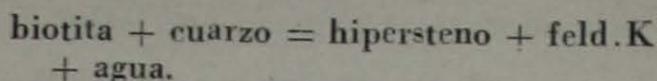
Las asociaciones minerales críticas determinadas, correspondientes a facies metamórficas de anfibolita, son las siguientes:

- 1) cz-biot-olig.
- 2) cz-biot-olig-feld.K.
- 3) cz-biot-feld.K-gr-sill.
- 4) cz-biot-plag-feld.K-cord-gr-sill-(hip \pm cianita) ¹
- 5) cz-biot-olig-gr.
- 6) cz-biot-mosc-sill-(\pm cianita).
- 7) cz-biot-mosc-olig-gr.

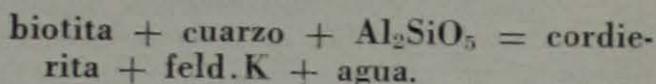
Se sabe que las condiciones físicas del metamorfismo regional, exigen calores más altos de la presión de la fase fluida que de la presión de carga, para producir asociaciones minerales hidratadas pertenecientes a la facies de anfibolita.

Con composición química apropiada de la roca madre, las paragénesis con cordierita e hipersteno tienen un campo de estabilidad delimitado por valores más bajos de presión de la fase fluida con respecto a la presión de carga. Sin embargo, la coexistencia, en los gneises cordieríticos, de cordierita aparentemente en equilibrio con granate, así como de hornblenda y biotita con hipersteno, hacen suponer que las presiones de las fases acuosas y la presión de carga tiene un campo restringido de valores para los que dichas asociaciones son estables.

Según von Platten, en sus clásicas ecuaciones, la cordierita y el hipersteno se pueden originar a partir de la biotita. En rocas sin exceso de alúmina:



En rocas con exceso de alúmina:



Hirschberg (en Winkler, 1967) demostró que la asociación cordierita-almandino-biotita-sillimanita-cuarzo, es estable por debajo del límite de 5.300 barios a 600° C, o 6.500 barios a 700° C.

A presiones superiores a las mencionadas un almandino casi puro coexiste con biotita, + Al₂SiO₅ y cuarzo (sin cordierita). Como las composiciones de los granates oscilan entre Alm 70-Pir 30 y Alm 75-Pir 25 y considerando como ajustadas a la realidad las determinaciones experimentales realizadas por Hirschberg, tenemos que durante el metamorfismo no fueron superadas dichas condiciones de presión y temperatura.

Winkler (1967) da valores de 700-750° C y 1.000 a 2.000 barios de presión de agua para la formación de ortopiroxeno (hipersteno). Asimismo, los mencionados valores podrían ser considerados como límites extremos de las condiciones de presión y temperatura para la formación de la facies de anfibolita, correspondientes al más alto grado del metamorfismo regional a que puede llegarse bajo condiciones de baja presión, o sea del conocido como tipo Abukuma.

Con respecto a la facies de granulita, las asociaciones minerales críticas determinadas correspondientes son las siguientes:

- 8) cz-biot-hornb-hip-plag.
- 9) cz-plag-hip-(\pm biot).

Winkler (*ob. cit.*) sostiene que la formación de asociaciones minerales anhidras (facies de granulita), está controlada por temperaturas semejantes a la facies de anfibolita, pero la presión de agua es de sólo 500 a 1.000 barios, o sea que sería necesario, esencialmente, una disminución de la presión de la fase acuosa con respecto a la presión de carga y no un aumento marcado de la temperatura.

¹ Esta paragénesis es considerada por Winkler (1967) como perteneciente a la facies anfibolita, sil-cord-ort-alm; mientras que Turner (1968), siguiendo criterios sustentados por otros autores, la considera como una facies transicional entre anfibolitas y granulitas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1974. *Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste Argentino*. II Cong. Latino Americano de Geol. Venezuela, 1973.
- Cabrera, M., 1973. *Las rocas del basamento en el área de "Tres Cerritos", sierra del Cajón o de Quilmes, Prov. de Catamarca*. Seminario licenciatura Fac. Cs. Naturales (inédito). Tucumán.
- Deer, N. A.; Howie, R. A. y Zussman, J., 1962. *Rock Forming Minerals*. Vol. I - Longman.
- Gordillo, C. E.; Hayase, K. y Gelós, E. M., 1971. *Composición y propiedades físicas de la cordierita en las migmatitas graníticas de la Sierra de Córdoba, Rep. Arg.* *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXVI (3): 317-325.
- Gordillo, C. E., 1972. *Las rocas ortopiroxénicas de la Sierra de Córdoba*. *Bol. Asoc. Geol. Cba.* I (3-4): 111-117.
- 1973. *Contribución a la petrología del basamento cristalino de la Sierra de Córdoba*. *Actas V Congr. Geol. Arg.* I: (141-152).
- Halpern, M. y La Torre, C., 1973. *Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXVIII (2): 195-205.
- Kihien, C., 1968. *Estudio geológico petrográfico del cuerpo granítico de Loma Colorada, Colalao del Valle, Dto. Tafí, Tucumán*. Seminario licenciatura Fac. de Cs. Naturales (inédito). Tucumán.
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier Publishing Co.
- Mirré, J. C., 1971. *Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: La Sierra de Valle Fértil, San Juan*. *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XXVI (1): 113-127.
- Omil, M., 1973. *Geología y petrología de la Región de El Pichao, Sa. de Quilmes, Dto. Tafí, Tucumán*. Seminario licenciatura. Fac. Cs. Naturales (inédito).
- Peña, H., 1972. *Las pegmatitas micacíferas del Cº Pichao, Colalao del Valle, Dto. Tafí, Tucumán*. *Inf. Dir. Peial. Minas, Tucumán* (inédito).
- 1974. *Pegmatitas micacíferas de las Sierras de Quilmes o el Cajón, Dto. Tafí, Prov. Tucumán*. *Bol. Minero 1, Tucumán*.
- Porto, J. C., 1959. *Pegmatitas micacíferas de las Minas Pichao y Alto Cazadero, Cº Pichao, Sa. Oriental de Quilmes, Tuc.* *Inf. Dir. Prov. Minería, Tucumán* (Inédito).
- Turner, F., 1968. *Metamorphic Petrology* - McGraw Hill Book Co.
- Winkler, H. G., 1967. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer. Verlag New York Inc.

Recibido: agosto 30, 1975.

ESTUDIO GRANULOMETRICO DE SEDIMENTOS GLACIALES, FLUVIALES Y LACUSTRES DE LA REGION DEL MONTE DE SAN LORENZO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

LUIS A. SPALLETTI¹ y RICARDO GUTIERREZ²

1, Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata;

Carrera del Investigador, CONICET.

2, Carrera del técnico, CONICET.

Resumen

Se ha efectuado el estudio granulométrico de muestras y submuestras (gravas finas hasta arcillas) de sedimentos pertenecientes a un conjunto de ambientes continentales identificados entre el cerro San Lorenzo y el lago Pueyrredón, en la provincia de Santa Cruz, República Argentina.

Con el empleo de varios métodos estadísticos (Folk y Ward, 1957; Passega, 1957; Sahu, 1964) se ha intentado —con variado éxito— la caracterización de los materiales y se ha establecido que la diferenciación de sedimentos es efectiva sólo cuando los procesos que han actuado en los diversos ambientes son bien distintos. Asimismo, se han vinculado las distribuciones de frecuencia y los coeficientes estadísticos con las condiciones de transporte y sedimentación de los materiales; al efecto, se desarrolló una técnica determinativa tentativa de la mecánica de los fluidos a partir de los datos de tamaño de clastos.

I. Introducción

La presente contribución forma parte de un vasto plan de estudio de sedimentos clásticos continentales, encarado por el personal de la cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. En particular, se pretende aportar información sobre los caracteres y el comportamiento de los materiales formados por acción glacial, fluvio-glacial y glacial-lacustre en la región del monte San Lorenzo, ubicada en el ángulo noroeste de la provincia de Santa Cruz, dentro del ámbito de la Cordillera Patagónica Austral.

El trabajo consistió en la determinación de la distribución granulométrica de los productos más finos de la sedimentación clástica en distintos medios, con el objeto de encontrar vinculaciones entre los procesos dinámicos que tienen lugar en cada ambiente y los materiales que resultan de la acción de los citados procesos. Por

Abstract

Textural parameters based on graphic measures of fine gravels to clays from several continental environments and subenvironments of the cerro San Lorenzo glaciated area (Argentina), are studied.

Through the statistical analysis of glacial, fluvial and lacustrine deposits, it is thought that textural recognition of various types of sediments is only possible when the processes of transportation and deposition are the result of different flow conditions.

Size distributions and statistical parameters are related with several mechanisms of transportation, such as surficial reptation, saltation and suspension. Also, a new tentative method is developed, serving to appropriate the fluid mechanics of the currents by using mean size values obtained from the saltation population of cumulative frequency distributions.

otra parte, se ha intentado encontrar claves texturales que puedan ser utilizadas en la diferenciación de los sedimentos de cada ambiente, en especial los que aparecen íntimamente asociados dentro de una misma región. Las tareas de campo estuvieron a cargo de los dos autores, la elaboración de los datos y la redacción del trabajo corrieron por cuenta de Luis Spalletti, en tanto que los análisis de laboratorio fueron efectuados por Ricardo Gutiérrez.

En la República Argentina son muy escasas las contribuciones de esta índole, ya que sólo se han realizado estudios texturales en ambiente fluvio-glacial (Iriondo, 1973) y glacial-lacustre (Mazzoni, 1975), por lo que se desea que este aporte no sólo sirva para conocer los sedimentos de una determinada región, sino que también despierte la inquietud de los investigadores para resolver el problema de la sedi-



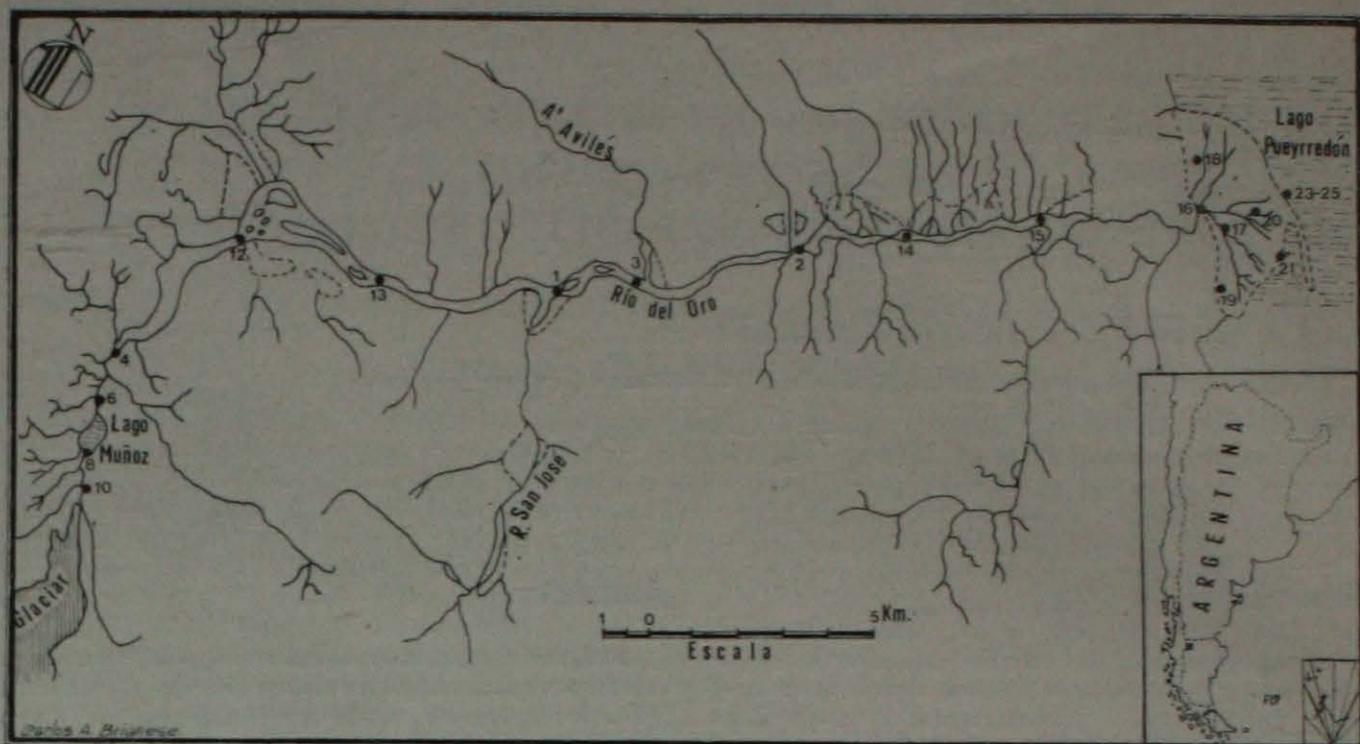


Fig. 1. — Plano de la zona estudiada, con la ubicación de las estaciones de muestreo

mentación en el complejo ambiente glaciar. Cabe destacar que en lo atinente a la zona de trabajo se dispone información básica sobre la geología regional (Riggi, 1958) y geomorfología (Spalletti, 1975 a); sobre la sedimentología fluvial y glacial ya se ha dado a conocer una contribución (Spalletti, 1975 b).

II. Métodos de trabajo empleados en el análisis de distribución de tamaños

II.1. AMBIENTES ELEGIDOS PARA EL ESTUDIO.

En la región comprendida entre el monte San Lorenzo y el lago Pueyrredón (fig. 1) se han delimitado, con la única finalidad del estudio sedimentológico, un conjunto de ambientes y subambientes que son los que se muestran en el cuadro 1.

II.2. MUESTREO

El muestreo de los sedimentos para el estudio granulométrico estadístico ha resultado tarea bastante complicada por diferentes factores.

El primero de ellos es la notable *variación granulométrica* registrada, aún megascópicamente, entre los diversos depósitos. Este factor hace necesaria la recolección de cantidades desiguales de mate-

rial, ya que a mayor granulometría se debe analizar mayor cantidad de sedimento (Cf. Folk, 1968).

El segundo factor es que, dadas las condiciones de trabajo, se han recolectado dos grandes variedades de muestras. Unas corresponden a depósitos fósiles o preactuales que han cesado de estar en contacto con el agente de transporte y otras —la mayoría— a sedimentos que aparecen asociados al agente a partir del que se han depositado (véase cuadro 1).

El tercer elemento a tener en cuenta, y quizás el más importante, es el carácter de las poblaciones que componen el sedimento. En todos los casos se ha trabajado sobre *poblaciones superficiales disponibles* (Griffiths, 1967), que a los fines del presente estudio pueden dividirse de la siguiente manera:

Poblaciones disponibles	}	muestras "sensu stricto"
		submuestras
		{ conformes
		{ disconformes

Las *muestras "sensu stricto"* son representativas de un sedimento y comprenden a depósitos finos, como por ejemplo del lago Muñoz, médano, pantano y cauce deltaicos y costa protegida del lago Pueyrredón (cuadro 1).

Las *submuestras* son, contrariamente, representativas de una parte del sedimento; en este caso la fracción estudiada co-

CUADRO 1

Ambientes y subambientes estudiados en la región del cerro San Lorenzo,
río del Oro y Lago Pueyrredón

Ambientes	Subambientes	Observaciones	Muestras	Submuestras	
				Conformes	Disconformes
PRE-ACTUALES :					
Glacial		Morenas laterales			7, 9
		Morena terminal			5
Fluvioglacial....		Terraza Kame			7 bis
ACTUALES :					
Glacial		Morena terminal activa			11
Lacustre apical ..		Lago Muñoz	8 bis		
Fluvial - Lacustre apical	caanal acceso				8
	caanal salida				6
Fluvial	planicie fluvio- glacial. Cauce			10	
		cauce anasto- mosado		12, 3, 2, 1, 15, 16	4, 13
Deltaico	canales		20	18	17
	Cordón de mé- danos		22		
	pantano	Sedimentos finos	19		
Lacustre (L. Puey- rredón)	costa protegida	Sedimentos finos	21		
	costa { berma				23
	abierta } « sand run »				25

responde a la granulometría mas fina (o matriz) del depósito. Las submuestras han sido divididas, a su vez, en conformes y disconformes. Las *submuestras conformes* representan enteramente a un lote de sedimentos alojados en ex-gravas abiertas (open gravels) y que han sido formados por régimen de flujo distinto al que dio origen al sedimento más grueso en el que se incluyen; a esta variedad (cuadro 1) corresponden la mayor parte de las submuestras fluviales, una de canal deltaico

y la de planicie fluvioglacial proximal. Por último, las *submuestras disconformes* representan la parte más fina de un sedimento complejo en el que participan materiales pséfíticos, psamíticos y pelíticos que pasan transicionalmente de unos a otros y del que —arbitrariamente— se separó una fracción menor a 16 mm para su estudio. En general, estas submuestras son parte de un sedimento complejo formado, en su totalidad, por las mismas condiciones de flujo, aunque quizás puedan

incluirse también materiales clásticos en los que no es posible o se hace difícil separar partes formadas por distintos regímenes de transporte y depositación. A nuestro entender, corresponden a submuestras disconformes las glaciales, la de terraza kame, las de mezcla fluvial-lacustre apical, algunas fluviales, otra de canal deltaico y las de la costa abierta del lago Pueyrredón (véase cuadro 1).

II.3. ANÁLISIS DE LABORATORIO

El trabajo de laboratorio comprendió la determinación granulométrica de las muestras y submuestras, previa desagregación. Las fracciones grava, sábulo y arena fueron tamizadas con intervalos a 1/2 grado phi, según la técnica de Ingram (1971). Por su parte, de las fracciones limo y arcilla fueron cuarteados 5 a 20 gramos por muestra que se dispersaron con 50 ml de solución de calgón (40 g/l); la granulometría de los materiales menores a 62 micrones se determinó por pipeteo según la nueva tabla de extracciones de Galehouse (1971).

II.4. PRESENTACIÓN Y CÓMPUTO DE DATOS

Los porcentajes en peso de cada una de las clases de tamaño fueron representados en histogramas; asimismo, estos datos fueron empleados para la clasificación textural de los sedimentos mediante el triángulo de Folk (1954) para mezclas de grava, arena y pelita. Por su parte, con los porcentajes acumulativos del análisis se calcularon los parámetros C (porcentil 1) y M (mediana) que fueron utilizados para confeccionar un diagrama textural (Passer, 1957)¹.

El análisis granulométrico estadístico consistió en la aplicación del método gráfico de Folk y Ward (1957), para frecuencias acumuladas menores de 4 mm (véase Spalletti, 1972), e incluyó el cálculo de los siguientes parámetros:

Media:

$$(\phi 84 + 50 + \phi 16) / 3$$

Desviación standard:

$$\left(\frac{\phi 84 - \phi 16}{4} \right) + \left(\frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6} \right)$$

¹Lamentablemente, por razones de espacio, no podemos dar a conocer los gráficos de frecuencia acumulativa, a pesar de su importancia en

Asimetría:

$$\frac{\phi 84 - \phi 50}{\phi 84 - \phi 16} - \frac{\phi 50 - \phi 5}{\phi 95 - \phi 5};$$

fórmula simplificada de Warren (1974).

Curtosis:

$$\frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44 (\phi 75 - \phi 25)}$$

III. Sedimentos glaciales

A pesar de ser el till un sedimento ampliamente citado en la literatura geológica, es llamativa la escasa información existente sobre sus caracteres granulométricos. Por lo común se han hecho referencias de carácter cualitativo sobre las distintas fracciones que lo componen (en Argentina: Flint y Fidalgo, 1963; Miró, 1967; Riccardi, 1971, entre otros), o bien se han presentado gráficos de distribuciones de frecuencia promedio (Holmes, 1960; Sharp, 1969; Rust, 1972) o de muestras individuales (Krumbein, 1933; Slatt, 1971). Estos datos revelan que la mayoría de los tills estudiados consisten en una mezcla —en proporciones variables— de grava, arena, limo y arcilla, con distribución de frecuencias bi o polimodal.

En el caso de nuestros sedimentos se confirma ampliamente este conjunto de caracteres, en especial los mencionados por Slatt (1971) y Rust (1972), ya que el "drift" del cerro San Lorenzo exhibe distribuciones bi o trimodales con predominio de fracciones pséfítica y psamítica. En efecto, en las morenas lateral inactiva y terminal activa las frecuencias más altas están en los grados pséfíticos; por su parte, en la morena terminal inactiva se ha encontrado que la submuestra es eminentemente psamítica (fig. 2). La clasificación textural de los sedimentos (Folk, 1954) confirma esos caracteres, ya que para las morenas terminal activa y lateral inactiva la denominación resultante es grava (arenosa y arenosa pelítica), en tanto que para la morena terminal inactiva le corresponde el término arena gravosa (fig. 2).

Desde el punto de vista de los coeficientes estadísticos hemos podido comprobar que la media cae dentro del campo psamítico, en particular entre 0,45 y 2 phi

la reconstrucción sobre las condiciones de formación de los sedimentos.

(arena gruesa y mediana). La desviación standard, por su lado, exhibe cifras considerablemente elevadas, en general cercanas a 2 (cuadro 2), que denotan una pobre a muy pobre selección de las submuestras (Folk, 1966); sin embargo, nuestros datos parecen ser algo más bajos que los encontrados por Slatt (1971) y Landim y Frakes (1968) en materiales de génesis similar. En lo concerniente a asimetría se destaca que las submuestras estudiadas presentan valores cambiantes, desde negativos a muy positivos, por lo que nuestros datos refirmarían lo enunciado por Landim y Frakes (*op. cit.*) en el sentido de que el parámetro no arroja valores discriminantes; con todo, parecen ser más características las distribuciones con asimetría positiva. Finalmente, en cuanto a curtosis, se comprueba que los sedimentos tillíticos van de platicúrticos a mesocúrticos (valores por debajo de 1,06 cuadro 2) y coinciden notablemente con los análisis de muestras glaciales efectuados por Landim y Frakes (*op. cit.*).

En síntesis, podemos mencionar que los sedimentos glaciales de la región del monte San Lorenzo se caracterizan por distribuciones bi o trimodales, ricas en material psefítico y psamítico, con medias de frecuencia en el tamaño arena mediana a gruesa, pobre a muy pobre selección, meso a platicúrticas y de asimetría preferentemente positiva.

Si bien son muy importantes los estudios geológicos vinculados con depósitos glaciales (véase Embleton y King, 1968), no se posee aún información sobre los caracteres de los diversos tipos de sedimentos formados directamente por el hielo. Del presente estudio se han extraído algunas conclusiones que, lógicamente, deberán ser confirmadas por análisis más amplios. Al respecto, la submuestra de morena terminal activa sólo se diferencia de las de morena lateral inactiva por la presencia de dos importantes modas dentro de los grados psefíticos (fig. 2). La notable similitud entre submuestras de morena inactiva y activa permite deducir que los depósitos más antiguos no han sufrido cambios postdeposicionales considerables en la textura de las poblaciones más finas, siempre y cuando se considere que las condiciones del flujo glaciario permanecieron esencialmente constantes. Es necesario destacar, sin embargo, que el sedimento correspondiente a la morena

terminal inactiva puede diferenciarse del resto de las submuestras de till por su granulometría más fina (Cf. valores de ϕ 50 y Mz, cuadro 2), su mejor grado de selección y su marcada asimetría negativa; empero, por el momento, no hemos podido detectar la causa responsable de este comportamiento diferencial.

Como se ha indicado en otro trabajo (Spalletti, 1972), la distribución de tamaños depende esencialmente de dos factores: la naturaleza del detrito derivado de la roca madre y las características del agente de transporte y depositación. Son numerosas, en este sentido, las contribuciones en las que se trata de dar un significado ambiental a los parámetros estadísticos derivados del análisis de distribuciones granulométricas. Sin embargo, a nuestro criterio no parece adecuado interpretar de la misma manera las cifras que resultan del estudio de las aquí llamadas muestras, submuestras conformes y submuestras disconformes.

En el caso de las submuestras de till debemos tener en cuenta que la distribución granulométrica es consecuencia de la sedimentación coetánea de distintas fracciones a partir de un único medio de transporte, caracterizado por alta densidad (Cf. Pettijohn, 1957; Spalletti, 1972). La población estudiada es entonces parte de un sedimento de granulometría más amplia formado por un único proceso o episodio deposicional. La partición arbitraria de la submuestra en el límite superior de tamaño correspondiente a los 16 mm modifica, sin dudas y en forma sustancial, la distribución granulométrica resultante, en particular los valores de algunos coeficientes (media, asimetría y curtosis), que pueden ser empleados sólo como elementos comparativos. La desviación standard, no obstante, parece mantener su valor interpretativo, puesto que pondera —siguiendo a Spalletti (1972)— la densidad elevada y constante del medio de depositación, así como su poca efectividad como agente selectivo. Asimismo, y sin despreciar lo señalado más arriba, la tendencia a cifras elevadas de asimetría positiva (muestras 11 y 7, cuadro 2) podría ser considerada como un índice de la alta competencia del hielo como agente de transporte (Cf. Spalletti, *op. cit.*).

Con los valores de porcentil 1 y mediana de la frecuencia menor a 16 mm se elaboró un diagrama CM (Passega, 1957),

en el que las muestras de "drift" glacial (fig. 3) presentan una distribución que se aproxima a la encontrada por Landim y Frakes (1968) en diversos tills de Ohio y Michigan. También es similar a la de sedimentos formados por movimientos de remoción en masa (Bull, 1962; Spalletti, 1972), aunque en el caso de los materiales glaciarios la mediana es más gruesa. Es decir que la distribución corresponde a la de agentes competentes y viscosos, en donde: a) C (ϕ 1) es varias veces superior a M (ϕ 50), y b) M cambia notablemente en tanto C se mantiene aproximadamente constante alrededor de un valor delimitado por la partición arbitraria de la submuestra disconforme.

Cabe destacar, además, que el trazado de las curvas acumulativas de nuestros materiales glaciarios permite inferir un comportamiento similar al de depósitos de demoronamientos o corrientes de densidad de ambiente áqueo poco profundo (Visher, 1969). En estos diagramas ha podido observarse el desarrollo marcado de poblaciones transportadas por suspensión y fuerte mezcla de materiales originados por reptación superficial y suspensión (Visher, *op. cit.*).

Se hace necesario mencionar, por último, que por ser el glaciar un medio de baja fluidez, es posible que la escasez de material pelítico en el till analizado (siempre inferior a 8%) pueda atribuirse a procedencia; no obstante, en el proceso de formación de las morenas (Cf. Spalletti, 1975 a) se ha observado que el agua de derretimiento afecta permanentemente al depósito, por lo que no es aventurado pensar que parte de las fracciones más finas hayan sido lavadas. De todas maneras, la ausencia de finos es —muy probablemente— la causa del grado de selección algo más elevado de nuestras submuestras en relación con las estudiadas por otros investigadores.

IV. El sedimento de la terraza kame

Los materiales que constituyen la matriz del sedimento de la terraza kame muestran una distribución granulométrica muy particular. El histograma correspondiente (fig. 2) es de carácter unimodal, con la máxima frecuencia ubicada en el más grueso de los grados analizados; este hecho revela que la submuestra en estudio constituye la parte más fina de un sedi-

mento de composición pséfítica. Desde el punto de vista de la clasificación textural de Folk (1954), el material pertenece al campo de las gravas, aunque por la notable angulosidad de los fragmentos sería más apropiado designarlo como cascajo.

Los coeficientes estadísticos también revelan la singular constitución del sedimento de terraza kame (cuadro 2). La media y mediana corresponden a la granulometría sábulo; la desviación standard muestra moderada selección, la asimetría es muy positiva y el cuarto coeficiente denota que el sedimento es muy leptocúrtico.

El carácter de la distribución granulométrica y las cifras de los parámetros de Folk y Ward (1957) sugieren que el sedimento se formó en condiciones de alta fluidez (unimodalidad, bajo valor de desviación) en un medio selectivo (ausencia casi total de materiales psamíticos y pelíticos) y elevada competencia (moda y media pséfítica, asimetría muy positiva). El alto grado de curtosis podría, a su vez, indicar que durante un considerable período de tiempo la velocidad del agente se restringió sólo al 50% central de la velocidad promedio (Sahu, 1964).

Desgraciadamente no poseemos datos sobre otros sedimentos pertenecientes a terrazas kame, por lo que nuestras deducciones no han podido ser cotejadas.

V. Sedimento del lago Muñoz

El lago Muñoz ha sido descrito por Spalletti (1975 a) como un típico lago frontal proximal de ambiente glaciario, formado por el aporte de aguas de derretimiento que quedan endicadas por un arco de morenas marginales inactivas. El sedimento del lago Muñoz (fig. 1) ha sido extraído de uno de los bordes del cuerpo, donde la profundidad del agua es de unos 0,80 m.

El histograma correspondiente exhibe una moda muy marcada en el intervalo arena muy fina, que reúne más del 60% de la distribución en peso; además, el 90% de la frecuencia de tamaños se encuentra entre las clases arena fina y arena muy fina (fig. 2). A pesar que la fracción pséfítica sólo alcanza el 0,14%, la denominación del sedimento, según Folk (1954), es arena poco gravosa. Por su parte, la curva acumulativa muestra tres secciones de distinta pendiente, pero como

rasgo particular se destaca que el segmento más empinado es el de granulometría más fina.

En lo que respecta a parámetros estadísticos, la media y mediana del sedimento lacustre se encuentran en la clase arena muy fina; la desviación standard (cuadro 2) revela selección moderadamente buena (Folk, 1966); asimismo, la distribución es simétrica y leptocúrtica. Las cifras estadísticas, en general, no coinciden con las encontradas por Coakley y Rust (1968), quienes indican pobreza de selección y alto valor de asimetría positiva en muestras de lago ártico.

El conjunto de los rasgos granulométricos

revela —como es de esperar para el medio lacustre— que el sedimento se ha originado en condiciones de fluidez relativamente alta, y baja energía cinética, la que, a su vez, ha tenido muy pocas oscilaciones durante la formación de los materiales estudiados. Asimismo, el carácter de las distribuciones de frecuencia denota marcado desarrollo y buena selección del segmento que Visher (1969) y Moss (1962) atribuyen a suspensión, además de poblaciones tractivas y de salutación poco evidentes (véanse los autores citados o Mazzoni, 1973).

La diferencia entre nuestros datos y los de Coakley y Rust (1968) puede deberse

CUADRO 2

Valores de los coeficientes estadísticos de las fracciones menores a 4 milímetros

Muestra o Submuestra	LAGO MUÑOZ	FLUVIAL - - LACUSTRE APICAL		FLUVIALES								
				Submuestras Disconformes		Submuestras conformes						
	.8 bis	8	6	4	13	10	12	1	3	2	15	16
Mediana (ϕ 50)	3,30	0,10	0,65	1,10	0,50	2,40	0,95	2,20	2,20	2,00	1,35	2,70
Media (Mz)	3,28	0,08	2,22	1,13	0,08	2,48	0,96	2,24	2,28	2,07	1,35	2,97
Dev. St. (σ_1)	0,707	1,614	3,570	2,327	2,077	1,049	0,656	0,606	0,714	0,636	0,530	1,508
Asimetría (Sk_1)	0,076	0,344	0,574	0,146	0,571	0,132	0,020	0,059	0,069	0,171	0,041	0,357
Curiosis (Kg_1)	1,254	1,355	0,601	1,241	1,205	1,213	1,001	1,120	0,638	1,356	1,083	1,288

Muestra o Submuestra	DELTA DEL RIO DEL ORO					LAGO PUEYREDON			TERRAZA KAME	GLACIALES			
	cauces anastomosados		médano	pantano	costa proteg	costa abierta		M. laterales		M. terminales			
	17	18	20	22	19	21	23	25		7 bis	9	7	5
Mediana (ϕ 50)	1,90	1,80	0,60	0,90	8,95	5,90	0,70	0,20	1,40	1,60	0,00	2,25	0,35
Media (Mz)	1,77	1,80	0,16	0,91	7,91	6,28	0,71	0,20	1,17	1,54	0,45	1,98	0,70
Dev. St. (σ_1)	1,159	0,560	1,538	0,362	2,536	2,014	0,664	0,952	0,767	2,267	1,949	1,640	2,005
Asimetría (Sk_1)	0,221	0,005	0,503	0,014	0,458	0,371	0,194	0,471	0,728	0,075	0,356	0,150	0,315
Curiosis (Kg_1)	1,621	1,027	0,938	0,984	0,662	1,189	1,581	0,701	2,049	1,059	0,685	0,900	0,841

a la ausencia del proceso de congelamiento de las aguas del lago Muñoz y su mayor capacidad para depositar distintas fracciones de tamaño en otros tantos sectores del ambiente. La falta de contaminación de los materiales estudiados con poblaciones más gruesas (pséfíticas) puede ser consecuencia de la ausencia del mecanismo de transporte por hielo ("ice rafting") en el cuerpo de agua. Con todo, es posible que en épocas no muy lejanas, y cuando el glaciar septentrional del monte San Lorenzo terminaba en el lago Muñoz (véase Spalletti, 1975 a) se haya producido este fenómeno; es entonces probable que en el fondo del cuerpo de agua puedan todavía encontrarse bloques y guijones, mezclados con sedimentos finos, que atestigüen la acción del transporte por hielo flotante desprendido por "calving".

VI. Los sedimentos fluviales

Los materiales aquí analizados corresponden al río del Oro, que —como se mencionara en otro trabajo (Spalletti, 1975 a)— es una planicie fluvio-glacial encauzada (valley train) que comienza en el glaciar septentrional del cerro San Lorenzo y desemboca en el lago Pueyrredón. En casi todo su recorrido muestra diseño anastomosado, en el que los cauces se separan por barras alargadas paralelas al flujo; este drenaje es la respuesta geomórfica a un exceso en la carga del detrito en transporte. En el plano de la figura 1 puede observarse la ubicación de las muestras correspondientes al río del Oro.

El análisis de la distribución de tamaños en estos sedimentos ha permitido detectar comportamientos muy diferentes entre los dos tipos principales de submuestras, es decir las conformes y disconformes. Con el objeto de efectuar una presentación más clara de los resultados, hemos preferido tratar a estos dos grupos de materiales por separado.

VI.1. SUBMUESTRAS DISCONFORMES

En este grupo se incluyen cuatro submuestras (8, 6, 4 y 13) que se caracterizan por abarcar gran cantidad de clases granulométricas, desde francamente pséfíticas a arcillosas, aunque con predominio notable de las fracciones más gruesas (fig.

2), por lo que su denominación según Folk (1954) es grava (arenoso pelítica y arenosa, según los casos). Las curvas acumulativas de estos sedimentos son muy similares a las de gravas arenosas estudiadas por Dyer (1970) y gravas de ríos anastomosados analizadas por Eynon y Walker (1974).

La media de tamaño (Mz) varía entre 0 y 2,2, valores parecidos a los hallados por Smith (1970) en barras transversales de cauces anastomosados, que equivalen a granulometrías arenosas gruesas a medianas-finas. La desviación standard muestra cifras elevadas (cuadro 2) que revelan pobre a muy pobre selección (Folk, 1966) y son comparables a las de algunos sedimentos proximales de ríos anastomosados (Smith, *op. cit.*). Por su parte, la asimetría es permanentemente positiva, en particular muy positiva (Folk y Ward, 1957); en cuanto a curtosis los datos son variables, pero existe alguna tendencia (cuadro 2) a leptocurtosis. Tanto la asimetría como la curtosis exhiben comportamiento equivalente al de sedimentos de cursos anastomosados estudiados por Williams y Rust (1969).

VI.2. SUBMUESTRAS CONFORMES

A este tipo de submuestras pertenece la mayoría de los sedimentos finos del cauce anastomosado, así como el de la planicie fluvio-glacial proximal ("outwash plain"). Se trata de materiales de granulometría psamítica (fig. 2) que se clasifican como arenas, arenas gravosas, arenas poco gravosas y arenas pelíticas (Folk, 1954), en las que se destacan permanentemente dos fracciones contiguas que contienen las más altas frecuencias; estas clases modales se concentran, por lo común, entre 1 y 3 phi (fig. 2).

Además, en las submuestras conformes se destaca la escasez de materiales pséfíticos (con la excepción de la perteneciente a la estación 2) y pelíticos (salvo la submuestra 16). En general, las distribuciones granulométricas tienen llamativa similitud con las representaciones efectuadas por Williams y Rust (1969) y Rust (1972), quienes han destacado la notable predominancia de sedimentos finos unimodales en ambiente fluvial anastomosado.

La media (Mz) de las fracciones acumuladas menores a 4 mm es sensiblemente más fina que la de las submuestras disconformes, ya que casi siempre sus cifras

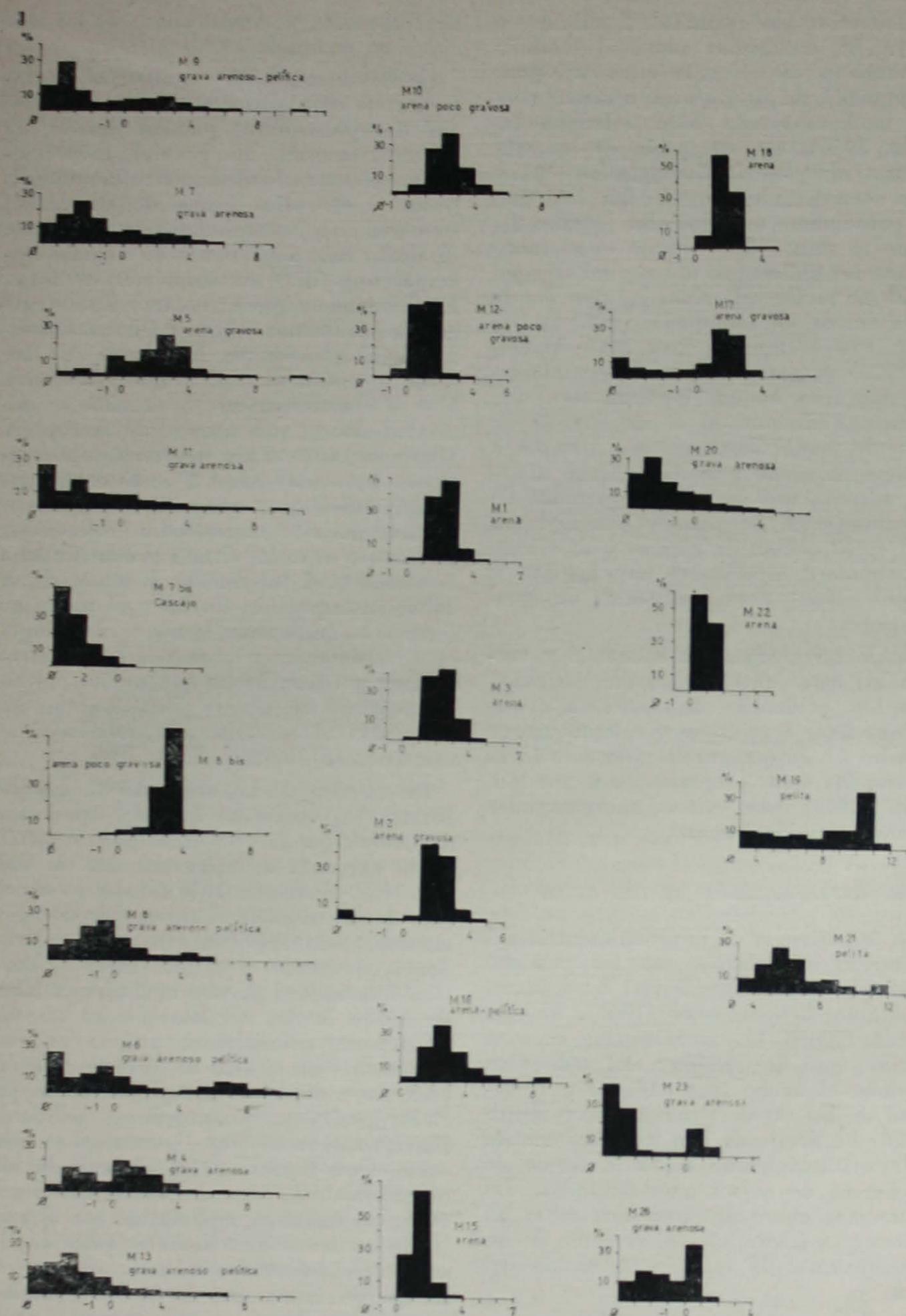


Fig. 2. — Histogramas de los sedimentos estudiados. Submuestras de till (M 9, M 7, M 5, M 11), submuestra de terraza kame (M 7 bis), muestra del lago Muñoz (M 8 bis), submuestras fluviales disconformes (M 8, M 6, M 4, M 13), submuestras fluviales conformes (M 10, M 12, M 1, M 3, M 2, M 16, M 15), sedimentos fluviales del delta del río del Oro (M 18, M 17, M 20), muestra de médano deltaico (M 22), sedimentos finos deltaicos y de la costa protegida del lago Puyrredón (M 19, M 21), submuestras de la costa abierta del lago Puyrredón (M 23, M 26).

se encuentran por encima de 2 phi (arena fina). La desviación standard también proporciona valores discriminantes, pues corresponde, en su mayoría, a distribuciones moderadamente bien seleccionadas (Folk, 1966), con excepción de las submuestras de planicie fluvio-glacial (10) y de la desembocadura en el delta (16) que son pobremente seleccionadas (cuadro 2). Desde el punto de vista de estos coeficientes, los sedimentos del río del Oro parecen ser mejor seleccionados que los de otros cursos anastomosados (Cf. Smith, 1970, 1974; Williams y Rust, 1969; Mazzoni, 1973) y, generalmente de granulometría más fina, aunque Mazzoni (*op. cit.*) ha encontrado que en el río Grande de Jujuy la media pertenece casi siempre a la clase de arena muy fina. Cabe destacar, además, que los datos obtenidos de la submuestra de planicie fluvio-glacial caen en el campo de medias y desviaciones standard establecido por Landim y Frakes (1968) para sedimentos de igual ambiente.

En lo que respecta a asimetría y curtosis los datos encontrados son variables, pero hay evidencias de tendencia a asimetrías finas o positivas y a leptocurtosis (cuadro 2), lo que revela gran coincidencia con los datos proporcionados por Mazzoni (1973) para cursos anastomosados de zonas semidesérticas.

VI.3. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS

La importancia de la granulometría del sedimento en relación con los procesos hidráulicos en medio fluvial ha sido resaltada por Leopold *et al.* (1964). Moody-Stuart (1966) ha mencionado, en este sentido, que del carácter del sedimento depende el ancho, profundidad y sinuosidad de los canales; por su parte Smith (1970) ha destacado que la granulometría influye intensamente sobre la forma de las barras de cursos anastomosados. Intentaremos ahora dar una idea sobre las causas que determinan el carácter de las distribuciones de tamaño en el río del Oro.

De la comparación entre histogramas (fig. 2), curvas acumulativas y coeficientes estadísticos (cuadro 2) surgen claras diferencias texturales entre las submuestras conformes y disconformes. Estos cambios en el comportamiento granulométrico se deben a diferencias en las condiciones

de transporte y depositación de las dos clases de materiales.

En lo atinente a las submuestras disconformes es necesario destacar que sus rasgos tan particulares pueden derivar de distintos factores. En general, la presencia de gran cantidad de clases granulométricas y las altas cifras de desviación standard son consecuencia de la mezcla de dos o más poblaciones de tamaño formadas bajo diversos regímenes de flujo. Este fenómeno puede notarse claramente en los sedimentos mixtos fluviales-lacustres que aparecen en los canales de entrada y salida al lago Muñoz (muestras 8 y 6, respectivamente); en ellos se advierten dos y tres grupos de frecuencia separados entre sí por depresiones porcentuales marcadas (fig. 2). Estos grupos corresponden, por tanto, a tres procesos de transporte y depositación diferentes; en nuestro criterio, el más grueso se debe a tracción, el intermedio a material en saltación-suspensión fluvial y el más fino a carga en suspensión lacustre. Asimismo, en estos sedimentos de mezcla la asimetría es muy positiva, hecho que podría sugerir la ineptitud del agente para eliminar del sedimento el material de granulometría más fina (Williams y Rust, 1969).

En el caso de las submuestras disconformes típicamente fluviales podemos mencionar que la 4 se ubica poco después de la garganta de cabeceras del río del Oro (Cf. Spalletti, 1975a), justo en el sitio donde se inicia el sistema de drenaje anastomosado típico; en este caso, la abundancia de grados y el alto valor de desviación standard pueden atribuirse a falta de ajuste de las corrientes a las nuevas condiciones geomórficas, por lo que se producen —en el área de influencia de la estación— depósitos complejos de materiales psefíticos, psamíticos y pelíticos. Finalmente, la 13 (fig. 1) consiste en una submuestra representativa de uno de los sedimentos más finos del cauce anastomosado; sin embargo, en relación con el resto de los materiales fluviales finos analizados en el presente estudio, la submuestra 13 aparece como una de las de granulometría más gruesa y con asimetría más positiva (cuadro 2). Este carácter permite deducir que el conjunto de las condiciones de mecánica del fluido en la zona de la citada estación eran de régimen y competencia mayor que las responsables de la formación del resto de los sedimentos

arenosos fluviales (submuestras conformes). Asimismo, el alto valor de la desviación standard revela el escaso poder selectivo y las marcadas fluctuaciones de velocidad de los agentes en la zona de la submuestra 13.

La mayoría de nuestros sedimentos fluviales corresponden a submuestras conformes y representan a la porción más fina de un sedimento complejo. Según Dyer (1970) y Eynon y Walker (1974) estos depósitos de dos mezclas se forman fundamentalmente bajo dos episodios y modos de transporte: uno origina la grava y otro la matriz. Los análisis granulométricos realizados revelan que en el río del Oro la fracción fina aparece totalmente separada del material pséfítico formado bajo otras condiciones hidrológicas, a tal punto que la presencia de la población más gruesa sólo se insinúa en el histograma de la submuestra 2 (fig. 2).

Son numerosos los trabajos en los que se pretende dar un significado hidronámico a las distribuciones de tamaño. En especial, se han tratado de identificar diversos mecanismos de transporte en los distintos segmentos que componen la frecuencia acumulada. Así, Moss (1962) vinculó cada una de las secciones de la curva acumulativa con suspensión, saltación y rolido o deslizamiento; Spencer (1963) dedujo que todos los sedimentos clásticos son mezclas de poblaciones hidráulicas y que el grado de mezcla de esas poblaciones queda evidenciado por el valor de selección; posteriormente Klován (1966) vinculó la citada mezcla de componentes texturales con la energía del medio de depositación, y —por último— Visher (1969) estableció límites de tamaño a cada una de las poblaciones y encontró que distintos agentes de transporte y sedimentación originan sedimentos cuyas curvas acumulativas muestran formas discriminantes. Cabe destacar, por otra parte, que Mazzoni (1973) ha llegado a la conclusión de que, aparte del factor hidráulico, las distribuciones pueden ser intensamente afectadas por la naturaleza de la roca madre.

En base a los antecedentes citados podemos deducir que el conjunto de sedimentos del río del Oro está constituido por las tres poblaciones hidráulicas mencionadas por Moss. Sin embargo, en el caso de las submuestras conformes se destaca netamente el grupo de materiales

originados por saltación, que —como lo mencionaran Visher (1969) y Mazzoni (1973) para otros sedimentos fluviales— muestra pendiente uniforme, sin truncamientos intermedios y con alto grado de selección (pronunciada pendiente). Asimismo, es común la ausencia o escaso desarrollo de la población más gruesa que Visher (*op. cit.*) atribuyera a reptación superficial.

Por otra parte, y siguiendo a Sahu (1964), podemos mencionar que los valores de los coeficientes estadísticos de las fracciones menores a 4 mm indican que los sedimentos fluviales conformes se han producido bajo condiciones de moderada energía cinética promedio y escasas fluctuaciones de velocidad, dadas las cifras de media y desviación standard; además, puede también inferirse un proceso de entrapamiento incipiente de materiales finos durante la depositación de las arenas, o bien falta de capacidad del agente en la eliminación de esas fracciones (Williams y Rust, 1969), en virtud de la tendencia a cifras positivas de asimetría.

En base a lo anteriormente expuesto no es arriesgado suponer que los materiales francamente psamíticos originados en el río del Oro responden a procesos de transporte y sedimentación de poca competencia. Así lo prueba también la estrecha similitud entre nuestras curvas acumulativas de submuestras conformes y las que Visher (1965) encontrara en la sección basal de estratos entrecruzados en artesa de ambiente fluvial.

En nuestra opinión, el lote psamítico o fino del depósito pudo formarse de dos distintas maneras. Por un lado, es posible su sedimentación en canales importantes del sistema anastomosado durante épocas de marcado estiaje, y por otro, la génesis del depósito psamítico pudo producirse una vez que uno de los canales principales del sistema anastomosado cambió su curso y pasó a ser un cauce subsidiario de menor energía. Dada la inestabilidad del sistema de canales en ríos anastomosados y la capacidad de preservación de los sedimentos psamíticos, creemos que la segunda posibilidad es la más cierta. En este sentido, cabe mencionar que los cursos entrelazados se caracterizan por un elevado exceso de carga, por lo que es común la sedimentación de materiales en transporte que originan barras longitudinales y transversales al flujo. Estos

depósitos obligan, a su vez, a las corrientes a cambiar permanentemente de cauce, aunque la migración no es súbita sino que se produce en forma relativamente rápida y gradual (Fahnestock, 1963). Si se sintetiza el proceso de anastomosamiento fluvial se tienen cuatro episodios principales:

- formación de un canal anastomosado entre barras contiguas;
- deposición de materiales gruesos, con lo que se elimina el exceso de carga del sistema;
- crecimiento de una barra en el sitio del canal y consecuente disminución en pendiente, descarga y velocidad;
- culminación del crecimiento de la barra y exposición subaérea de los depósitos.

Sin duda, los procesos fundamentales de sedimentación ocurren en las etapas *b* y *c*; este fenómeno demuestra claramente la existencia de procesos de deposición por separado de la grava (en el episodio *b*) y de la matriz o submuestra conforme fina (en el episodio *c*).

Es también necesario destacar que a lo largo del río del Oro no se han detectado cambios de importancia en las características de los sedimentos analizados. El único hecho digno de hacer resaltar es la

incorporación de material pelítico en la submuestra de la desembocadura del río del Oro (16, fig. 2), que provoca incremento en los valores de media, desviación standard y asimetría phi (cuadro 2). Este cambio textural puede atribuirse a la deposición simultánea de materiales psamíticos y pelíticos debido a variación marcada en la pendiente del río en la zona de influencia de la estación.

Cabe agregar que, con el objeto de encontrar nuevas evidencias sobre las condiciones de transporte y deposición de los sedimentos fluviales, hemos preparado el diagrama CM (Passega, 1957) de la figura 3. En el citado gráfico pueden apreciarse una serie de caracteres, entre los que se destacan:

- neta separación entre submuestras conformes y disconformes;
- como lo indicaron Eynon y Walker (1974), los materiales del río anastomosado se ubican en un campo más amplio y de mayor granulometría general que el señalado por Passega (1957, 1964).

Si bien los modos de transporte de los detritos dependen esencialmente del estado de flujo, a partir de los diagramas CM también se puede detectar el mecanismo de movimiento para cada grupo de submuestras.

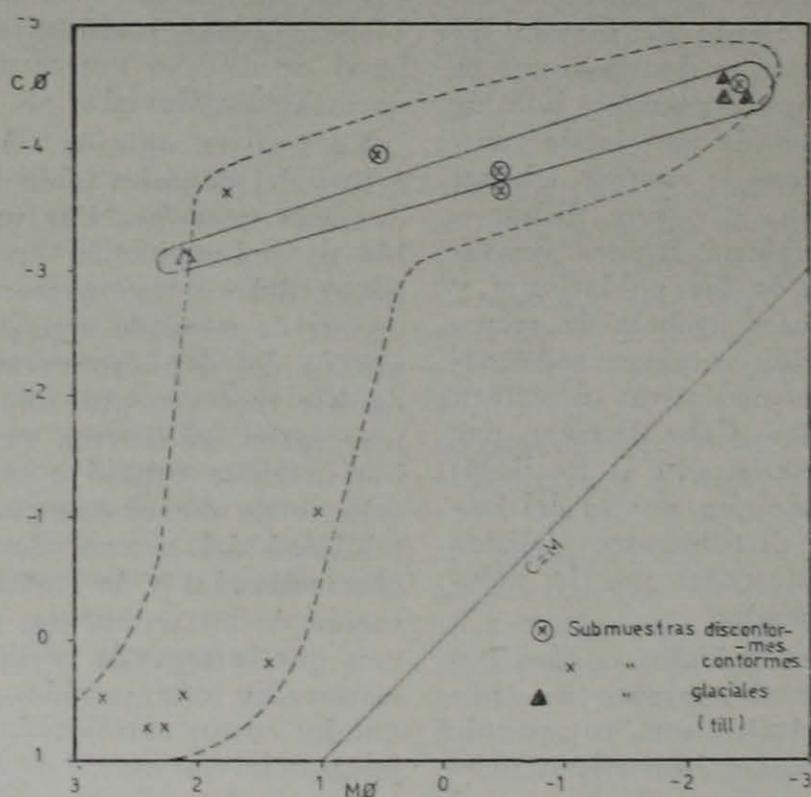


Fig. 3. — Diagrama CM de las submuestras de till y fluviales

Los materiales de las submuestras conformes forman un diagrama equivalente al de suspensión gradada (Passega, 1964) o de procesos de transporte en saltación (Passega y Byranjee, 1969). Además, muestra un segmento vertical (gran variación de C con escasa de M, fig. 3) que se interpreta como sedimento formado por una mezcla de movimiento por suspensión y rolo. El diseño formado por estas submuestras, especialmente en el sector de saltación, es similar al encontrado por Williams y Rust (1969) para sedimentos de barras de ríos anastomosados formados bajo regímenes de flujo tranquilos.

Por otra parte, las submuestras disconformes (fig. 3) se ubican en el extremo de máxima competencia del diagrama CM, que corresponde a materiales formados por mecanismos de rolo y rolo-suspensión gradada (Passega y Biranjee, *op. cit.*). Asimismo, en comparación con los resultados obtenidos por Williams y Rust (*op. cit.*) estos depósitos parecen haberse formado en tramos donde alternan períodos de régimen transicional a alto con otros de aguas calmas.

Durante el desarrollo del trabajo nos ha preocupado conocer —aunque más no sea aproximadamente— las condiciones de la mecánica del fluido que transporta la carga pesamítica en el ambiente de cauce anastomosado; es así que hemos esbozado un método determinativo indirecto utilizando los caracteres de la distribución granulométrica. Hasta el momento, y a pesar de ser muy abundantes los estudios hidrodinámicos, no hemos encontrado en la literatura sedimentológica referencias en las que se ponderen las condiciones del flujo a través del carácter de los sedimentos resultantes. Por esta razón hemos esbozado un esquema determinativo indirecto con el uso de los caracteres de la distribución granulométrica.

El método aplicado en la presente circunstancia es sencillo y parte del siguiente razonamiento:

a) Para establecer aproximadamente las características del agente de transporte es necesario obtener dos valores claves: el número de Reynolds ($Re = (vH/\nu)$, siendo v : la velocidad promedio del flujo, H : la profundidad del flujo y ν : la viscosidad cinemática del agua) y el número de Froude ($F = v/\sqrt{gH}$, donde g es la aceleración de la gravedad). El número de Reynolds

permite determinar si el régimen es laminar o turbulento, en tanto que el de Froude sirve para discriminar entre flujos tranquilos y rápidos (Briggs y Middleton, 1965; Allen, 1970).

b) Como surge de la observación de las fórmulas presentadas se hace indispensable conocer la profundidad del flujo y la velocidad del agente.

c) La profundidad del flujo ha sido estimada, en promedio y por observaciones de campaña, en 15 cm, cifra algo inferior que las profundidades mostradas por Spalletti (1975 a) para los flujos que actúan en el centro de los canales principales del sistema anastomosado del río del Oro. Esta diferencia en profundidad se debe al hecho ya señalado que el proceso de transporte-depositación de arenas se produce una vez que los cursos principales comienzan a variar su posición debido a la sedimentación del exceso de carga más gruesa.

d) La velocidad promedio del agente se ha estimado a partir de los datos del análisis granulométrico.

Si se toma como cierta la premisa de que la distribución de tamaños obedece a la presencia de poblaciones hidráulicas transportadas por mecanismos tractivos, de saltación y suspensión (Moss, 1962; Klován, 1966; Visher, 1969), para cada una de las velocidades con que actúe el agente habrá tamaños de granos transportados por cada uno de esos mecanismos. Por lo tanto, los límites granulométricos máximos y mínimos de cada uno de los segmentos de la curva acumulativa son una evidencia indirecta de las fluctuaciones de velocidad del agente. Por otro lado, es conveniente destacar que de las tres poblaciones que componen el sedimento, la de saltación es la más crítica, ya que pequeñas fluctuaciones en las características del flujo provocan la depositación o puesta en transporte por tracción o suspensión de los materiales.

En base a lo expuesto entendemos que la velocidad de caída de los individuos a cuya granulometría corresponde el punto medio de la distribución acumulada de la población de saltación puede ser equivalente a la velocidad media del agente cerca del lecho. Asimismo, la velocidad promedio de flujo puede considerarse —aproximadamente— cuatro veces superior a aquélla; al respecto, Jopling (1966) ha estimado que la velocidad en el piso de

la corriente es del orden del 20 a 25 % de la velocidad media del agente.

e) Con la finalidad de efectuar la aproximación a las condiciones hidrodinámicas hemos seleccionado las submuestras fluviales conformes, pues en ellas los componentes finos (sábulo a arenas) aparecen más nítidamente separados de los gruesos (gravas) que se forman bajo otras condiciones dinámicas.

f) En el cuadro 3 se muestran los valores de granulometría promedio para el segmento de saltación en el conjunto de las submuestras conformes fluviales, así como la velocidad de caída a 20° C (extraída de las tablas de Carver, 1971) y velocidad promedio del agente. El dato de viscosidad cinemática del agua ha sido tomado de Jopling (*op. cit.*).

CUADRO 3

Submuestras conformes fluviales

Promedio phi del segmento de saltación	1,58
Velocidad de caída (cm/s) a 20° C	4,4
Velocidad promedio (cm/s)	17,6
Profundidad media del flujo (cm)	15,0
Viscosidad cinemática (cm ² /s)	0,015
Número de Reynolds	1,76x10 ⁴
Número de Froude	0,145

g) Los valores del número de Reynolds indican que los flujos responsables del transporte de los materiales finos fluviales eran de carácter *turbulento* (Cf. Briggs y Middleton, 1965; Spalletti, 1975 a). Sus cifras, del orden de 10⁴, son comunes en flujos naturales en los que se transporta y deposita arena (Jopling, *op. cit.*).

Por su parte, la cifra del número de Froude es sumamente baja, por lo que el flujo puede también considerarse de carácter *tranquilo* (Cf. Allen, 1970; Spalletti, *op. cit.*).

En síntesis, los agentes de transporte de arenas en el río del Oro —dadas las cifras de los parámetros hidráulicos analizados— corresponderían a aquellos que Briggs y Middleton (*op. cit.*) han clasificado como subcríticos o los que Simons y Richardson (1963, *in* Jopling, 1966) llamaron de régimen de flujo bajo.

VII. Los sedimentos del delta del río del Oro y de la costa del lago Pueyrredón

En otro trabajo (Spalletti, 1975 a) se destaca que el delta del río del Oro se caracteriza por varias zonas de depositación. En la primera parte de esta contribución (cuadro 1) se presenta una clasificación de los distintos ambientes de delta, en la que se definen áreas de canales, de pantano y de médano. Por otra parte, ya se ha destacado que el lago Pueyrredón posee una playa típica de rodados (Spalletti, *op. cit.*), aunque en las zonas protegidas la sedimentación es de carácter sensiblemente distinto.

En general, los depósitos de esta región están representados por sedimentos pséfítico-psamíticos de los canales deltaicos y de la costa abierta del lago, por materiales típicamente psamíticos del cordón de médanos y por depósitos pelíticos en las áreas de pantanos deltaicos y de la costa protegida del lago Pueyrredón.

VII.1. SEDIMENTOS DE LOS CANALES DELTAICOS.

Varios autores han coincidido en atribuir a los sedimentos de canales deltaicos caracteres texturales homogéneos. Sin embargo, cada una de las conclusiones a las que ha llegado cada investigador difiere marcadamente de las obtenidas por otros. Así por ejemplo Allen (1965) indica que los materiales de los cursos deltaicos varían desde arenas gruesas a finas, en general bastante bien seleccionadas; por su parte Beall (1970) caracteriza a las arenas como finas, unimodales, de asimetría gruesa, leptocúrticas y pobremente seleccionadas; en cambio Pezzetta (1973) menciona que los depósitos aluviales son arenas, con poco limo y arcilla, y de selección moderadamente buena.

En el presente estudio hemos encontrado que cada una de las muestras estudiadas difiere de manera sensible de las otras; o sea que en el río del Oro, a diferencia de las deducciones obtenidas por otros autores, se destacan comportamientos texturales distintos aún dentro de un mismo ambiente. La variación en tamaño entre muestra y muestra puede observarse en forma clara en la figura 2, en la que se advierte un sedimento bipoblacional típico de carácter bimodal (submuestra 17), ctro eminentemente psamítico unimodal

(submuestra 18) y un último gravoso-arenoso, también unimodal pero más complejo, que es el correspondiente a la muestra 20.

Como puede notarse en el cuadro 2 los valores resultantes de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1957) también revelan comportamientos diferenciales de las muestras y submuestras correspondientes a los cauces deltaicos, ya que los rangos de variación de cada una de las propiedades son muy amplios.

Los sedimentos de canal del delta se destacan también por la presencia de dos poblaciones formadas en condiciones hidrodinámicas diferentes. Estos dos lotes texturales se han observado en forma clara en los brazos sur y norte, durante los trabajos de campaña; empero, en los análisis granulométricos esa mezcla sólo pudo detectarse en la submuestra 17, correspondiente al curso sur. En cambio, la submuestra de los canales septentrionales (18) sólo contiene arena debido a una gran diferencia en el tamaño de las poblaciones gruesa (grava) y fina. La falta de material pséfítico en este último sedimento revelaría que entre las corrientes vigorosas, causantes del depósito de grava deltaica, la que circula por la vecindad de dicha estación es de carácter más competente y sus condiciones de flujo son más distintas que las que originan la población psamítica. Por otra parte, como se muestra en la figura 2, existe coincidencia en la posición de las frecuencias psamíticas modales pertenecientes a las submuestras 17 y 18; de este hecho puede deducirse que la población arena de ambos depósitos se originó en condiciones esencialmente idénticas, por mecanismos de saltación bastante selectivos.

Contrariamente a los otros materiales de cauce, la 20 consiste en una muestra "sensu stricto"; es —por ende— representativa de la totalidad del sedimento y ha sido obtenida en el sector más distal del delta del río del Oro. En ella se detecta la presencia de lotes pséfíticos y arenosos que constituyen una íntima mezcla de poblaciones de diverso comportamiento hidráulico. Asimismo, en el histograma de la figura 2 puede notarse que en la muestra 20 el componente pséfítico es exclusivamente de grano fino (puesto que se registra merma en el contenido de la fracción -3 a -4 phi en relación con la inmediata más fina, que constituye —a su vez— la moda de frecuencia).

De lo anteriormente expuesto surge que en el delta del río del Oro la energía de los canales anastomosados es variable de un sitio a otro. En este sentido, es evidente el decrecimiento de poder de transporte y de la selectividad de las corrientes en relación con la distancia al ápice del delta.

Por otro lado, el análisis de tamaños permite detectar la presencia de dos procesos hidrodinámicos con productos de sedimentación diferentes en un mismo sector del curso. En lo atinente a los sedimentos finos, aquí estudiados, se ha encontrado en forma permanente la presencia de tres segmentos o poblaciones atribuidos (Visher, 1969) a distintos procesos de transporte, aunque los rasgos de una y otra fracción difieren en forma notable de muestra a muestra.

Es necesario agregar que la muestra 20 es característica por sus bien seleccionados segmentos de tracción y suspensión, y por la baja pendiente del tramo correspondiente a saltación. Por su parte, en las estaciones 17 y 18 el sedimento fino de cauce está formado por un empinado segmento de saltación y baja pendiente del correspondiente a suspensión; con todo, también pueden diferenciarse en base al tramo de tracción, puesto que en la submuestra 17 exhibe mala selección, mientras que en la 18 su pendiente es algo más elevada. Es también necesario destacar que el truncamiento de saltación-suspensión se ubica —en los tres ejemplares— entre 2 y 3 phi por lo que no es aventurado suponer que bajo las condiciones de flujo responsables de la depositación, los clastos de arena muy fina o menor fueron transportados en suspensión. También puede deducirse que la presencia de un muy tendido segmento de suspensión en las muestras 20 y 17 puede ser producto de la incapacidad del agente para eliminar el material más fino que quedaría entrampado durante la depositación de la arena y grava fina.

VII.2. SEDIMENTO DEL MÉDANO DELTAICO

En otra contribución (Spalletti, 1975 a) se ha mencionado que entre la zona costera y el ambiente deltaico típicamente fluvial se eleva un cordón de médanos activos de hasta 15 metros de altura que se prolonga hacia el lago Pueyrredón, en dirección sudeste, y forma una típica espiga simple (spit).

El sedimento que constituye este rasgo construccional está representado por la muestra 22 (fig. 2, cuadro 2). Este material, está constituido casi exclusivamente por dos clases psamíticas de tamaño variable entre 0 y 2 phi, cuyas frecuencias suman más del 97 % de la totalidad del sedimento.

En general, el conjunto de los rasgos de la distribución granulométrica es similar al obtenido por Mazzoni (1973) en el estudio de numerosas arenas de médanos de la República Argentina. Particularmente, se destaca la falta de material pséfítico, la unimodalidad, la restricción de la distribución a unos pocos grados de tamaño, la presencia de un importante segmento de saltación, de un pequeño tramo de tracción y la falta o muy escaso desarrollo de la población de suspensión en la frecuencia acumulada. Asimismo, los coeficientes estadísticos muestran distribución prácticamente normal, de naturaleza simétrica y mesocúrtica (cuadro 2).

Particularmente, y en relación con varias referencias existentes en la literatura sedimentológica (Cf. Di Paola, 1967; Solohub y Klován, 1970; Mazzoni, *op. cit.*), la muestra analizada se destaca por su granulometría algo mayor (media y moda en el intervalo arena muy gruesa) y bajo valor relativo del coeficiente de desviación standard, que corresponde a sedimentos bien seleccionados (cuadro 2).

De lo anteriormente expuesto, surge que el sedimento se habría formado bajo la influencia de un agente altamente fluído y selectivo, aunque de energía cinética algo superior a la "normal" en el viento. Es conveniente destacar, sin embargo, que la granulometría gruesa de la arena puede deberse a la proximidad de la fuente de aporte de los materiales que entran en transporte, o bien a la naturaleza intrínseca (herencia) de los detritos costaneros y fluviales madres del sedimento eólico. Este último aspecto se vería confirmado por la gran coincidencia en la posición de las clases psamíticas modales de los sedimentos eólicos, de canales deltaicos y de playa del lago Pueyrredón (Cf. fig. 2).

VII.3. LOS SEDIMENTOS FINOS

Como se indicara anteriormente, los aquí denominados sedimentos finos pertenecen a los ambientes ácuos de más baja energía cinética, que se encuentran ubicados en zonas palustres del delta

(muestra 19) y en un sector protegido de la costa del lago Pueyrredón (muestra 21).

Como consecuencia de la dinámica reducida de estas zonas de depositación, la granulometría de los sedimentos es sensiblemente inferior a la de los materiales de ambiente glacial y fluvial. A ambas muestras corresponde la denominación pelita, según la clasificación de Folk (1954), aunque la perteneciente al lago Pueyrredón es algo más gruesa —de carácter limoso— que la de pantano deltaico —de naturaleza arcillosa— (Cf. fig. 2 y valores de Mz en cuadro 2). En cuanto a los parámetros de tendencia central (moda, media y mediana) nuestros sedimentos son equivalentes a otros de ambiente lacustre estudiados por Spencer (1963), Coakley y Rust (1968) y Thomas *et al.* (1972).

En lo que respecta a las cifras de desviación standard, los materiales analizados se caracterizan por muy pobre selección (Folk, 1966), en coincidencia con lo observado en otros sedimentos finos por los investigadores citados en el párrafo anterior.

Cabe agregar que los valores de asimetría y curtosis muestran comportamiento discriminante: la arcilla de pantano es muy negativamente asimétrica y platicúrtica, mientras que el limo lacustre posee asimetría muy positiva y leptocurtosis (cuadro 2). Es de destacar que nuestras cifras de curtosis no parecen avalar el enunciado de Thomas *et al.* (*op. cit.*) en el sentido de que las arcillas lacustres tienden a leptocurtosis, en tanto que los limos son preferentemente platicúrticos.

Según nuestro criterio, en el caso de los sedimentos finos hay dos factores de la distribución con comportamiento parejo y que deben ser analizados e interpretados con cuidado. Por un lado, los parámetros de tendencia central muestran cifras, en grados phi, muy elevadas, pertenecientes al rango de las clases limosas y arcillosas, que son la prueba —siguiendo el criterio de interpretación hidrodinámica de Sahu (1964)— de la muy baja energía cinética del medio de depositación.

Por otra parte, se hace necesario discutir el significado de los elevados valores de desviación standard en el conjunto de los sedimentos de naturaleza pelítica. En general, los investigadores especializados han asignado a este coeficiente alguna

importancia como indicador de las fluctuaciones de energía del medio de deposición (Cf. Sahu, 1964; Landim y Frakes, 1968; Paraguassu *et al.*, 1970) o bien se lo ha sindicado como un parámetro útil en la determinación de la fluidez del agente de transporte (Cf. Spalletti, 1972).

En lo que atañe al ambiente, es ampliamente conocido que los sedimentos pelíticos de medios ácuos se forman, por lo común, en condiciones de *energía constante y baja* y son los últimos productos de la sedimentación por *agentes selectivos*.

La causa que determina las altas cifras de desviación standard es —sin dudas— la presencia de gran cantidad de clases de tamaño en el rango de las pelitas; empero, por lo mencionado anteriormente, todas las clases de tamaño tienen un significado o muestran un comportamiento hidrodinámico similar; es decir que por más fluidas y selectivas que sean las características del agente, éste no está capacitado para efectuar una buena distribución diferencial de las clases finas en distintos sectores del ambiente. O sea que cuando se trabaja con material pelítico, no es posible atribuir al coeficiente de desviación standard el mismo significado sedimentológico que cuando se lo analiza en depósitos psamíticos.

No es nuestro objetivo presente buscar la solución al problema planteado, sino que sólo nos anima la inquietud de llamar la atención sobre la distinta respuesta de los coeficientes estadísticos en el análisis de sedimentos de variada granulometría.

VII.4. SEDIMENTOS DE LA COSTA ABIERTA DEL LAGO PUEYRREDÓN.

Los sedimentos costaneros estudiados se caracterizan, contrariamente a lo indicado por Beall (1970), por distribuciones bimodales, con una frecuencia máxima en grados pséfíticos y otra en el intervalo psamítico grueso (fig. 2). Además, y como lo estableciera Mazzoni (1973), es notoria la escasez de fracción pelítica.

A pesar de que Moss (1962) y Mazzoni (1973) han señalado que los sedimentos de playa se destacan por el notable desarrollo de la población de saltación, en las frecuencias acumulativas es posible advertir la presencia de tres segmentos, equivalentes a los que Visher (1969) denominó poblaciones de reptación, saltación y suspensión.

En particular, por los rasgos generales de los histogramas, y en comparación con los resultados de Fox *et al.* (1966), el sedimento de berma (submuestra 23) exhibe rasgos muy similares a los de arenas de playas frontales lacustres, mientras que el correspondiente al "sand run" (Bluck, 1967) es muy parecido al de sedimentos de barras subácueas ("offshore bars").

Los coeficientes estadísticos de los materiales menores a 4 mm revelan granulometría media arenosa y muy gruesa (Mz y ϕ 50, cuadro 2), moderada a moderadamente buena selección (Folk, 1966), asimetría negativa a muy negativa (Folk y Ward, 1957) y curtosis variable. En relación con otros datos existentes en la literatura sedimentológica (Fox *et al.*, *op. cit.*; Beall, 1970; Solohub y Klován, 1970; Mazzoni, *op. cit.*) las submuestras analizadas parecen ser más gruesas y peor seleccionadas que otros sedimentos de génesis similar. Además, y como lo indicaran numerosos autores, es característica la presencia de valores negativos de asimetría, rasgo que parece ser típico de sedimentos de playas lacustres formadas por encima del nivel normal del agua (Krumbein y Griffiths, 1938).

El carácter de la distribución granulométrica revela la presencia de dos grupos de mezcla en las submuestras costaneras, uno de tipo pséfítico y otro psamítico, muy cercanos entre sí y que ponen en evidencia dos episodios de sedimentación en un mismo sitio. A través de los histogramas (fig. 2) puede notarse que la submuestra de berma (23) está constituida por un lote predominante de grava y otro —subordinado y bastante separado— de arena; en cambio, el sedimento de "sand run" (submuestra 25) exhibe dos poblaciones mucho más próximas entre sí y con predominancia percentual de la clase psamítica. Esta diferencia entre ambos materiales sólo refleja cambios en la energía de las corrientes que originaron las fracciones más gruesas, ya que la notable coincidencia en la posición de las modas arenosas es prueba de procesos de deposición muy similares.

La presencia del lote de grava, indudablemente, ha producido el incremento en las cifras de granulometría media y de desviación standard; este factor nos induce a suponer que los agentes de transporte y sedimentación que actúan en la zona costera del lago tendrían más com-

petencia y menor fluidez relativa. Asimismo, este incremento granulométrico puede ser atribuido al carácter empinado y poco protegido de la costa en estudio (Martens, 1939).

En base a apreciaciones personales y a las conclusiones obtenidas por Johnson (1919, *in* Martens, *op. cit.*) y Moss (1962), la acción del oleaje es la que más afecta la naturaleza y distribución areal de los sedimentos en ambiente litoral. En especial, el movimiento de los materiales finos es mucho mayor cuando en las zonas costeras actúan olas pequeñas (Vladimirov, 1953, *in* Jolliffe, 1964), como es el caso del lago Pueyrredón. Estos agentes originan depósitos psamíticos bien seleccionados y con asimetrías negativas a causa de la facilidad que poseen sus corrientes de resaca para remover de las playas a los componentes más finos (Friedman, 1967).

La acción del oleaje produce también diversos tipos de movimiento de los clastos. Como fuera mencionado, las arenas —según su granulometría— han sido transportadas por tres mecanismos: tracción, saltación y suspensión. En base a la observación de las curvas acumulativas puede notarse llamativa coincidencia en los valores granulométricos que determinan la ruptura de cada uno de los segmentos de frecuencia; este fenómeno permite deducir que los agentes responsables de la deposición costera, en particular las corrientes de saca, tenían capacidad suficiente como para poner en suspensión los clastos de granulometría inferior a arena fina, pero estaban incapacitados —en condiciones normales— para levantar del lecho a clastos de más de 1 mm. La comparación con las distribuciones correspondientes a submuestras fluviales revela que la energía del medio litoral era —para el caso de las arenas— levemente superior, ya que en ese último ambiente las rupturas en la pendiente de las frecuencias acumuladas tienden a emplazarse hacia clases más gruesas.

VIII. Conclusiones. Discusión de los resultados

Del análisis granulométrico de los sedimentos del área del monte San Lorenzo se han obtenido una serie de resultados que —en forma sucinta— son:

a) El sedimento glaciario se caracteriza por distribuciones bi-trimodales con predominio de clases pséfíticas y psamíticas; la media es psamítica gruesa a mediana, la desviación standard muestra pobre a muy pobre selección, y existe tendencia a asimetrías positivas y bajos valores de curtosis (meso a platicurtosis). De la comparación entre materiales de morenas activas e inactivas se ha deducido la ausencia de cambios postdeposicionales; asimismo, se ha interpretado que el carácter del sedimento obedece a deposición coetánea de distintas fracciones transportadas por suspensión en agente de elevada y constante densidad, alta competencia y poca efectividad como medio selectivo.

b) El sedimento de terraza kame es un cascajo (sábulo) unimodal de moderada selección, asimetría muy positiva y elevada leptocurtosis. El agente de transporte y deposición ha sido competente y de alta fluidez.

c) Los materiales fluviales han sido divididos en dos grupos: submuestras conformes y disconformes.

Las submuestras disconformes se destacan por gran cantidad de clases granulométricas, media variable entre arena gruesa y mediana-fina, pobre a muy pobre selección, asimetría positiva a muy positiva y tendencia a leptocurtosis. Su formación obedece a la presencia de distintos mecanismos de transporte de poblaciones mecánicas próximas en granulometría, con bajo poder selectivo o bien con fluctuaciones en energía cinética.

Las submuestras conformes son, por el contrario, arenas finas unimodales con moderadamente buena selección, tendencia a asimetría positiva y leptocurtosis. Su formación se debe a la acción de agentes fluidos en los que prevaleció el mecanismo de transporte por saltación o suspensión gradada. Se ha estimado que los flujos que originaron estos sedimentos eran de carácter turbulento tranquilo o subcríticos o de régimen bajo.

d) El sedimento del lago Muñoz es una arena fina-muy fina con moderadamente buena selección, simétrica y leptocúrtica, formada en condiciones de fluidez alta y baja energía cinética, con buen desarrollo del segmento hidráulico de suspensión.

e) En lo que atañe al delta del río del Oro se han distinguido distintos sedimentos que corresponden a otros tantos ambientes y agentes.

Los de canales deltaicos tienen comportamiento variable, con grandes cambios en el carácter de las distribuciones y coeficientes estadísticos. Este fenómeno ha sido interpretado como consecuencia de energía cambiante en los cauces anastomosados del delta, en los que se verifican procesos de transporte por tracción, saltación y suspensión, con predominio de uno u otro mecanismo según el sector de muestreo.

El médano deltaico está formado por arenas gruesas unimodales, con buena selección, simétricas y mesocúrticas, depositadas en sectores proximales a la fuente de aporte por mecanismos fluidos y selectivos.

Por su parte, los sedimentos de pantanos deltaicos y costa protegida del lago Pueyrredón son de tipo pelítico con muy pobre selección; a pesar de sus elevados valores de desviación standard se han formado en medios de energía cinética baja y constante y relativamente alta fluidez.

Finalmente, los sedimentos costeros típicos del lago Pueyrredón carecen de fracción pelita y son de carácter bimodal; su media es de arena gruesa, poseen selección moderada a moderadamente buena, asimetría negativa y curtosis variable. Se ha determinado que el sedimento consiste en una mezcla de componentes granulométricos formados en un mismo sitio, pero en condiciones hidrodinámicas diferentes. Asimismo, se ha detectado la presencia de poblaciones formadas por reptación, saltación y suspensión, pero con predominio de la segunda. Se considera que la acción de las olas es el factor más importante en la formación de los materiales costeros.

En el cuadro 4 se presentan en forma muy resumida los caracteres del conjunto de muestras y submuestras de cada ambiente.

En base a los resultados obtenidos, se hace necesario considerar, aunque más no sea brevemente, el significado de los parámetros texturales.

Como lo han destacado numerosos autores, el tamaño de los sedimentos depende de varios factores. En particular debemos destacar: *a)* la textura, composición y distribución areal de la roca madre; *b)* la velocidad y volumen de aporte del sedimento; *c)* el tipo y cantidad de energía del medio de depositación; *d)* la factibilidad de remoción del sedimento o parte del sedimento formado; *e)* la mez-

cla de diversas poblaciones de transporte en un mismo sitio; *f)* la morfología de la región.

Sin embargo, entre las más importantes deducciones que podemos extraer del presente estudio es que —sin descuidar los demás factores intervinientes— la distribución de tamaños en un sedimento sólo permite evaluar aproximadamente el o los procesos dinámicos que actúan en el ambiente. Por ello, en muchas oportunidades no se ha logrado una distinción efectiva entre sedimentos de diversos ambientes de sedimentación porque en ellos los procesos de transporte y sedimentación, así como la dinámica de los agentes, eran esencialmente semejantes. Un aval a esta conclusión lo brinda el hecho de que en esta contribución, con el uso de las distribuciones de frecuencia y coeficientes (cuadro 4) sólo se logran separaciones efectivas entre muestras formadas en condiciones dinámicas distintas, por ejemplo las de medios con alta fluidez (médano, fluviales conformes) de las de baja fluidez (glaciales), o entre las originadas en alta energía (costeras, fluviales) y las de baja energía (pantano y lagos), o entre las que se forman por mezcla de procesos sedimentarios de distinto carácter (fluviales disconformes, costeras) de las formadas por un sólo mecanismo (lacustres, médano, pantano).

Por otro lado, y como se ha demostrado en diversos pasajes del trabajo, los coeficientes estadísticos no poseen el mismo significado cuando los procesos de formación de los sedimentos han sido diferentes. Un caso típico de este fenómeno es el de la desviación standard; al respecto se ha demostrado que cuando se trata de agentes viscosos el coeficiente puede utilizarse para ponderar la fluidez relativa; en cambio, en los menos viscosos y de competencia relativa elevada puede usarse para medir las fluctuaciones de la energía del agente; más aún, ya se ha mencionado que en medios de baja competencia, en los que la sedimentación es de carácter pelítico, las cifras de desviación standard parecen ser exageradamente elevadas.

Por otra parte, existen también problemas interpretativos respecto a la asimetría, que en unos casos se emplea como indicadora de competencia, en otros como un parámetro determinante de la frecuencia de las fluctuaciones de la energía en exceso o defecto respecto a la energía promedio y

CUADRO 2

Comparación entre los caracteres texturales de los sedimentos correspondientes a los ambientes estudiados

Ambientes y subambientes	Fracciones menores a 4 mm			Curtosis	
	Total sedimento analizado, modalidad a 1 phi (fracciones menores a 16 mm)	Granulometría media	Desviación standard		Asimetría
GLACIAL.....	Bi-trimodalidad	Arena gruesa a mediana-fina	Pobre a muy pobre selección	Tendencia a positiva	Meso a platycurtosis
FLUVIOGLACIAL..... (Terraza Kame)	Unimodalidad	Sábulo	Moderada selección	Muy positiva	Muy leptocúrtico
FLUVIAL:					
Submuestras disconformes	Bi-trimodalidad	Arena gruesa a fina	Pobre a muy pobre selección	Positiva, muy positiva	Tendencia a leptocurtosis
Submuestras conformes...	Unimodalidad, bimodalidad subordinada	Arena fina	Moderadamente buena selección	Tendencia a positiva	Leptocurtosis preferente
LAGO MUÑOZ.....	Unimodalidad	Arena fina	Moderadamente buena selección	Simétrica	Leptocurtosis
DELTAICO:					
Canales.....	Uni y bimodalidad	Arena muy gruesa a mediana	Desde moderadamente buena a pobre selección	Variable	Meso y leptocurtosis
Médano.....	Unimodalidad	Arena gruesa	Buena selección	Simétrica	Mesocurtosis
Sedimentos finos deltaicos y del Lago Puyrredón.....	Trimodalidad	Pelitas (limos y arcillas)	Muy pobre selección	Variable	Variable
Costa abierta del Lago Puyrredón.....	Bimodalidad	Arena gruesa - muy gruesa	Moderada a moderadamente buena selección	Negativa	Variable

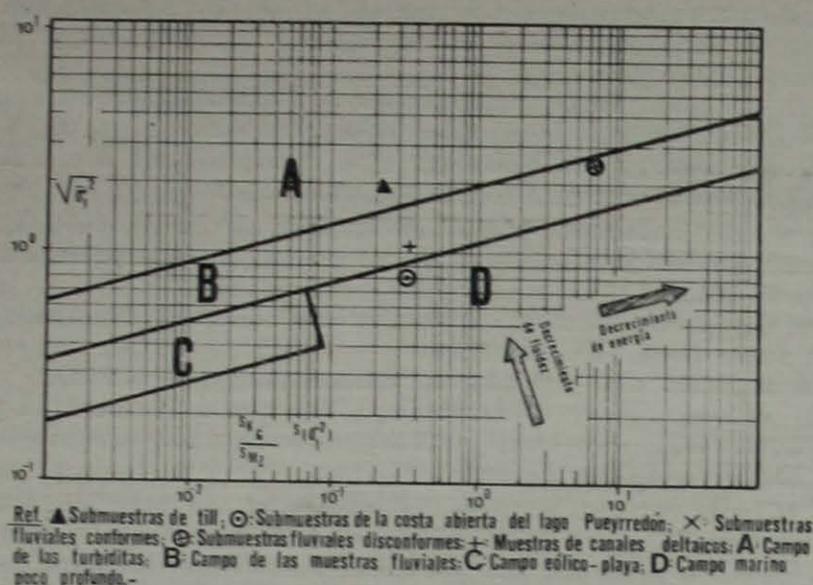


Fig. 4. — Diagrama de Sahu (1964) para grupos de muestras analizadas

finalmente también se le asigna valor como indicadora de la capacidad del agente para efectuar la remoción de materiales finos entrampados durante la formación del depósito.

Por todas estas razones, el análisis individual y de a pares entre éstos y los otros parámetros estadísticos, muy usado en diversos trabajos sedimentológicos (Cf. entre otros, Friedman, 1961-1967; Moiola y Weiser, 1968; Landim y Frakes, 1968; Mazzoni, 1973) no nos ha permitido obtener buena discriminación entre los materiales pertenecientes a diversos subambientes, en especial aquéllos caracterizados por procesos similares.

Con todo, se han logrado algunas separaciones con el empleo del diagrama grupal de Sahu (1964), en el que se confrontan los valores de la desviación phi media (ordenada) y los de la relación entre desviación standard de curtosis y media phi por la desviación standard de la variancia

de todas las muestras (abscisa). En efecto, en el gráfico de la figura 4 puede advertirse que los sedimentos glaciales se ubican en el campo de las turbiditas, los de canales deltaicos y submuestras fluviales disconformes en el campo de las muestras fluviales, en tanto que los de submuestras fluviales conformes y los de la costa abierta del lago Pueyrredón lo hacen en el campo de muestras marinas poco profundas.

Agradecimientos

Los autores quieren dejar sentado su especial reconocimiento al doctor Mario E. Teruggi por las muy importantes sugerencias efectuadas durante la realización del trabajo, así como por la revisión crítica del manuscrito. Al señor Carlos Brianese agradecen la elaboración de los gráficos que acompañan el texto.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L. 1965. *Late Quaternary Niger delta, and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 49, 5 (547-600).
- 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier, Earth Sci., ser. 1 (248 p.) N. York.
- Beall, A. D. 1970. *Textural differentiation within the fine sand grade*. J. Geol., 78, 1 (77-94).
- Bluck, B. J. 1967. *Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales*. Jour. Sed. Petrol., 37, 1 (128-156).
- Briggs, L. I. y Middleton, G. V. 1965. *Hydromechanical principles of sediment structure formation: in Middleton, G. V. (ed.) Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Pal. Min, Spec. Publ. 12 (5-16).
- Bull, W. 1962. *Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits*. Jour. Sed. Petrol., 32, 2 (211-216).
- Coakley, J. P. y Rust, B. R. 1968. *Sedimentation in an Arctic lake*. Jour. Sed. Petrol., 38, 4 (1290-1300).
- Di Paola, E. C. 1967. *Contribución al estudio de sedimentos eólicos en los alrededores de Tunuyán, Pcia. de Mendoza*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXII, 4 (281-290).

- Dyer, K. 1970. *Grain size parameters for sandy gravels*. Jour. Sed. Petrol., 40, 2 (629-641).
- Embleton, C. y King, C. A. M. 1968. *Glacial and periglacial geomorphology*. E. Arnold Ltd. (608 p.) Edimburgh.
- Eynon, G. y Walker, R. G. 1974. *Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers*. Sedimentology, 21, 1 (43-70).
- Fahnestock, R. K. 1963. *Morphology and hydrology of a glacial stream, White River, Mount Rainier, Washington*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 422-A (1-70).
- Flint, R. F. y Fidalgo, F. 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes, República Argentina*. Dir. Nac. Geol. y Min., bol. 93 (7-35).
- Folk, R. L. 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Jour. Geol., 62 (344-359).
- 1966. *A review of grain size parameters*. Sedimentology, 6 (73-93).
- 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphills, Austin, Texas (154 p.).
- Folk, R. L. y Ward, W. C. 1957. *Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters*. Jour. Sed. Petrol., 27, 1 (3-27).
- Fox, W. T.; Ladd, J. W. y Martin, M. K. 1966. *A profile of the four moment measures perpendicular to a shore line, South Haven, Michigan*. Jour. Sed. Petrol., 36, 4, (1126-1130).
- Friedman, G. M. 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. Jour. Sed. Petrol., 37, (327-354).
- Galehouse, J. S. 1971. *Sedimentation analysis*. in Carver, R. E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*, (69-94). Wiley-Intersc., N. York.
- Griffiths, J. C. 1967. *Scientific method in analysis of sediments*. McGraw Hill Book Co., (508 p.) N. York.
- Holmes, N. D. 1960. *Evolution of till stone shapes, Central New York*. Bull. Geol. Soc. Am., 71, 11 (1645-1660).
- Ingram, R. L. 1971. *Sieve analysis*. in Carver, R. E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology*, (49-68). Wiley Intersc., N. York.
- Iriondo, M. H. 1973. *Granulometría de los sedimentos del valle aluvial del río Manso superior, provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXVIII, 1 (61-69).
- Jolliffe, I. P. 1964. *An experiment designed to compare the relative rates of movement of different sizes of beach pebbles*. Proc. Geol. Assoc., London, 75, 1 (67-86).
- Jopling, A. V. 1966. *Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime*. Jour. Sed. Petrol., 36, 1 (5-49).
- Klován, J. E. 1966. *The use of factor analysis in determining depositional environment from grain size distributions*. Jour. Sed. Petrol., 36, 1 (115-125).
- Krumbein, W. C. 1933. *Textural and lithological variations in glacial till*. Jour. Geol., XLI, 4 (382-408).
- Krumbein, W. C. y Griffiths, J. S. 1938. *Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin*. Geol. Soc. Am. Bull., 49, 4 (629-652).
- Landim, P. M. B. y Frakes, L. A. 1968. *Distinction between tills and other diamictons*. Jour. Sed. Petrol., 38, 4 (1213-1223).
- Leopold, L. B.; Wolman, M. P. y Miller, J. P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman and Co., (522 p.). San Francisco.
- Martens, J. H. C. 1939. *Beaches*. in *Recent marine sediments*. A symposium, (207-218). Publ. Am. Assoc. Petroleum Geol.
- Mazzoni, M. M. 1973. *El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas*. Tesis Mus. La Plata, n° 311 (131 p.).
- 1975. *Minerales pesados en una playa lacustre. I. Caracteres granulométricos*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. Rev. (en prensa).
- Miro, R. C. 1967. *Geología glaciaria y preglaciaria del valle de Epuyén*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXII, 3 (177-202).
- Moody-Stuart, M. 1966. *High- and low-sinuosi y stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen*. Jour. Sed. Petrol., 66, 4 (1102-1117).
- Moss, A. J. 1962. *The physical nature of common sandy and pebbly deposits, part I*. Am. Jour. Sci., 260 (337-373).
- Paraguassu, A. B.; Gandolfi, N. y Landim, P. M. B. 1970. *Computação de parâmetros para a determinação gráfica de ambientes de sedimentação*. Estudos Geol., 1, 1 (35-44). Natal.
- Passega, R. 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 41 (1952-1984).
- 1964. *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*. Jour. Sed. Petrol., 34 (830-847).
- Passega, R. y Biranjee, R. 1969. *Grain size image of clastic deposits*. Sedimentology, 13 (233-252).
- Pettijohn, F. J. 1957. *Sedimentary rocks*. Traduc. Eudeba 1964, Bs. As. (731 p.).
- Pezzetta, J. M. 1973. *The Saint Clair River delta: sedimentary characteristics and depositional environments*. Jour. Sed. Petrol., 43, 1 (168-187).
- Riccardi, A. C. 1971. *Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. geol. VII (245-318).
- Riggs, J. C. 1958. *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XII, 2 (65-97).
- Rust, B. R. 1972. *Structure and process in a braided river*. Sedimentology, 18, 3/4 (221-246).

- Sahu, B. K. 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol., 34, 1 (73-83).
- Sharp, R. P. 1969. *Semiquantitative differentiation of glacial moraines near Convict Lake, Sierra Nevada, California*. Jour. Geol., 77, 1 (68-91).
- Slatt, R. N. 1971. *Texture of ice-cored deposits from ten alaskan valley glaciers*. Jour. Sed. Petrol., 41, 3 (828-834).
- Smith, N. D. 1970. *The braided stream depositional environment: comparisson of the Platte River with some Silurian rocks, North Central Appalachians*. Geol. Soc. Am. Bull. 81 (2993-3014).
- 1974. *Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream*. Jour. Geol., 82, 2 (205-224).
- Solohub, J. D. y Klovan, J. E. 1970. *Evaluation of grain size parameters in lacustrine environments*. Jour. Sed. Petrol., 40, 1 (81-101).
- Spalletti, L. A. 1972. *Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy*. Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. geol., n^o 66, VIII (137-225).
- 1975a. *Estudio del glaciar septentrional del monte San Lorenzo y del río del Oro (provincia de Santa Cruz). I. Aspectos generales. Geomorfología*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXX, n^o 1.
- 1975b. *Estudio petrográfico de sedimentos glaciales y fluviales de la región del cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. VI Congr. Geol. Arg. (en prensa).
- Spencer, D. W. 1963. *The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol. 33, 1 (180-190).
- Thomas, R. L.; Kemp, A. L. W. y Lewis, C. F. M. 1972. *Distribution, composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario*. Jour. Sed. Petrol., 42, 1 (66-84).
- Visher, G. S. 1965. *Fluvial process as interpreted from ancient and recent fluvial deposits*. in Middleton, G. V. (ed.) *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ. 12 (116-132).
- 1969. *Grain size distributions and depositional processes*. Jour. Sed. Petrol., 39, 3 (1074-1106).
- Warren, G. 1974. *Simplified form of the Folk-Ward skewness parameter*. Jour. Sed. Petrol., 44, 1 (259).
- Williams, P. F. y Rust, B. R. 1969. *The sedimentology of a braided river*. Jour. Sed. Petrol., 39, 2 (649-679).

Recibido: julio 2, 1975.

ALGUNAS EDADES K/Ar PARA LA SIERRA PINTADA PROVINCIA DE MENDOZA

ROBERTO O. TOUBES y JUAN PEDRO SPIKERMANN

Comisión Nacional de Energía Atómica

Resumen

Se dan a conocer las edades K/Ar (roca total) para varias rocas aflorantes en la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. Los resultados son:

- 219 ± 15 m.a. (Triásico). Pórfiro riolítico, Mesilla del Carrizalito.
- 234 ± 10 m.a. (Pérmico). Pórfiro riolítico, SSE del C^o Negro de las Salinas.
- 259 ± 25 m.a. (Pérmico). Pórfiro basáltico (diabasa), Yac. Dr. Baulies.
- 260 ± 25 m.a. (Pérmico). Pórfiro riolítico, Cerro Bola.
- 272 ± 10 m.a. (Pérmico). Toba cristalolítica (Toba Vieja Gorda), yacimiento Dr. Baulies.
- 285 ± 10 m.a. (Carbonífero). Microtonalita, proximidades de mina "El Rodeo".
- 353 ± 15 m.a. (Devónico). Esquisto (Grupo de la Horqueta), SE del Cerro Bola.

I. Introducción

En los últimos años, la Sierra Pintada (Provincia de Mendoza) se ha convertido en tema de estudio importante para la Comisión Nacional de Energía Atómica debido al descubrimiento de nuevas anomalías las cuales dieron origen a los yacimientos nucleares "Los Reyunos", "Dr. Baulies", "La Pintada" y "Cuesta de los Terneros". En su conjunto y por el nivel de reservas, configuran el distrito uranífero más importante del país.

Por tal motivo, se continuó, con mayor énfasis, el estudio de esta unidad orográfica y, entre otros trabajos, se consideró la datación radimétrica de diversas magmatitas y sedimentos piroclásticos para contribuir al mayor conocimiento de las condiciones geológicas de esta unidad orográfica y con el fin de ayudar a esclarecer la probable proveniencia del material radiactivo. Además y con el objeto de afinar el conocimiento estratigráfico del área, se dataron, también radimétricamente por el método K/Ar, los sedimentos ligeramente metamorfizados del Grupo de la

Abstract

The age by K/Ar method (total rock) for several rock samples outcropping in the Sierra Pintada, Mendoza province, are given. The results are:

- 219 ± 15 m.y. (Triassic). Riolitic porphyry, Mesilla del Carrizalito.
- 234 ± 10 m.y. (Permian). Riolitic porphyry, SSE of the C^o Negro de las Salinas.
- 259 ± 25 m.y. (Permian). Basaltic porphyry (diabase), Dr. Baulies deposit.
- 260 ± 25 m.y. (Permian). Riolitic porphyry, Cerro Bola.
- 272 ± 10 m.y. (Permian). Crystallolithic tuff (Vieja Gorda tuff), Dr. Baulies deposit.
- 285 ± 10 m.y. (Carboniferous). Microtonalite, near to "El Rodeo" deposit.
- 353 ± 15 m.y. (Devonian). Schist (grupo de la Horqueta), SE of the Cerro Bola.

Horqueta. La ubicación se da en la figura 1.

II. Antecedentes

II.1. GRUPO DE LA HORQUETA.

Esta unidad comprende un sector de rocas sedimentarias (grauvacas, areniscas, lutitas, etc.) y otro de rocas metamórficas (facies de esquistos verdes, esquistos muscovítico-clorítico-cuarzosos, etc.) que en algunos lugares presentan continuidad y pasaje de uno a otro.

Stappenbeck (1934) menciona un "Paleozoico inferior metamorfizado" sin mayor discriminación, Groeber (1939) lo llama "Paleozoico metamórfico" de edad permo-carbonífera aunque también podrían ser de edad proterozoica, pero sin delimitar demasiado sus áreas de influencia. Recién Dessanti (1945) define y bautiza como "Estratos de La Horqueta" a un potente paquete de sedimentos, en parte ligeramente metamorfizados, ubicán-

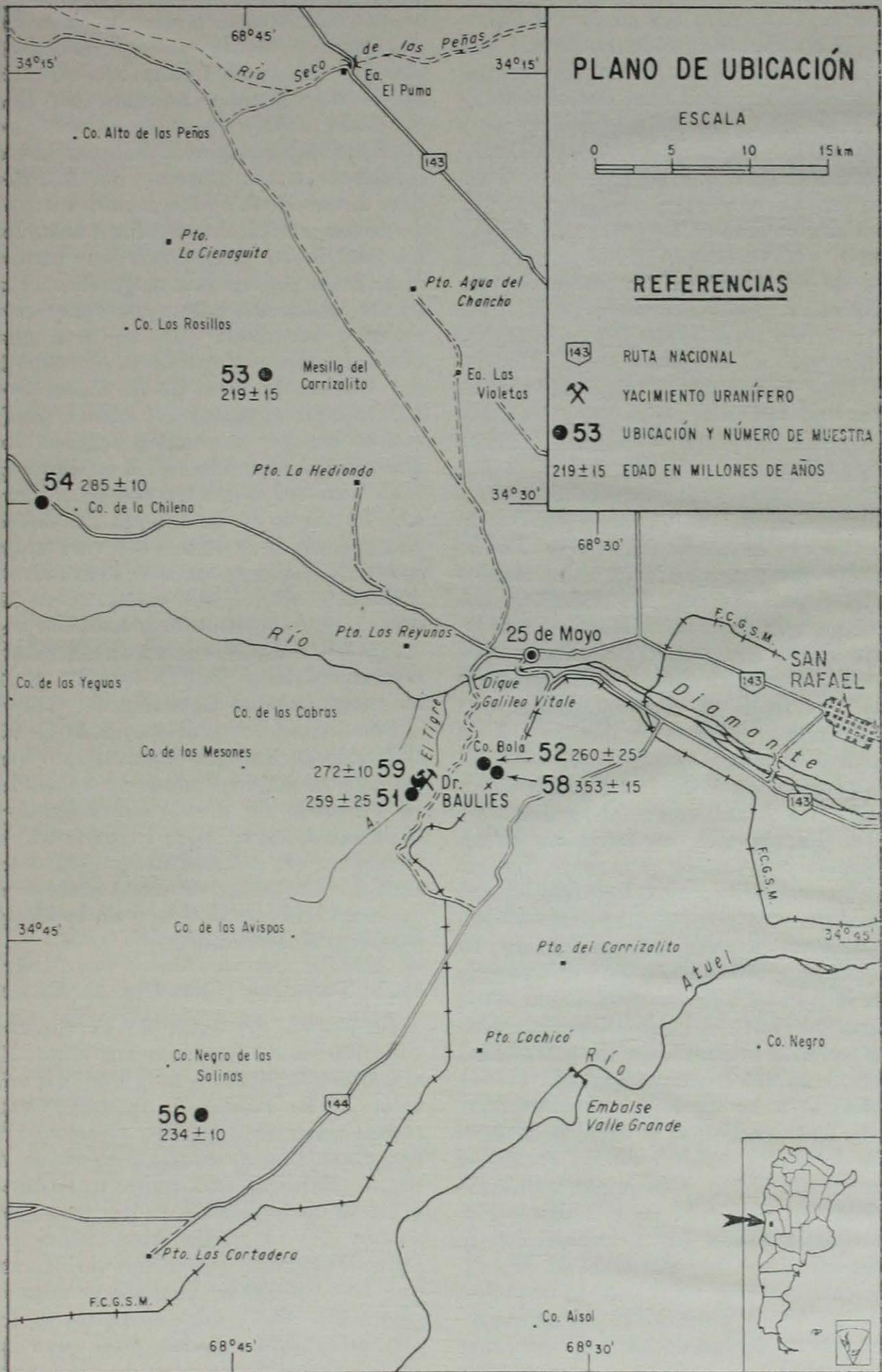


Figura 1

dolos dubitativamente en el Gotlándico-Devónico. Casi en la misma época, Holmberg (1948) describe minuciosamente una serie de sedimentos, en parte ligeramente metamorfizados y ubicados inmediatamente al Este del Cerro Bola, que denomina Grupo de los Estratos del Arroyo Pavón (Carbonífero?) y que en realidad corresponderían, en una interpretación regional, a los Estratos de La Horqueta. El mismo Dessanti (1954) transforma el nombre en "Serie de La Horqueta" sin asignarle una edad precisa y posteriormente (1956) une esta serie con rocas plutónicas e hipabisales colocando el conjunto en el Precámbrico (con interrogante), asegurando, solamente, que son más viejas que el Carbónico inferior. Rodrigo (1948) (1949) mantiene las líneas fijadas por Groeber (1939). Padula (1951) denomina "Estratos metamórficos" a "paraesquistos" que aparecen en la zona del Cerro Ponón Trehué y que son correlacionables con los descritos por Dessanti, en trabajos anteriores, para las cercanías del Cerro Bola, Arroyo Punta del Agua, etc. Pocos años más tarde González Díaz (1963) propone separar la serie en dos entidades: una sedimentaria y otra metamórfica. A la primera denomina *Formación Río Seco de Los Castaños* con localidad tipo en el cañón del Río Atuel, cerca de su desembocadura. La segunda, no tan bien definida, estaría constituida por rocas "ligeramente" metamorfizadas, tales como las que afloran en las cercanías del puesto El Imperial. Estos afloramientos muestran una roca bastante silicificada que se extiende hacia la mina El Rodeo y el Cerro de la Chilena, al Norte del Río Diamante, donde es notable la presencia de abundantes filones de cuarzo lechoso. Polanski (1964) al referirse a la "Serie de La Horqueta" dice en la pág. 25 que la diferencia en el grado de metamorfismo de las rocas del basamento se deben, a su juicio, a diferencias litológicas originarias o a diferencias locales en la acción del metamorfismo dinámico-térmico. No obstante, en la pág. 27 aprecia que esa diferencia de metamorfismo sugiere la posibilidad de un desdoblamiento en dos unidades: una metamórfica de edad precámbrica y otra no metamórfica de edad infrapaleozoica.

Dessanti y Caminos (1967, págs. 151-152) cambian el término "Serie" por "Grupo Horqueta" y lo ubican como una

facies geosinclinal del eo-y mesopaleozoico precordillerano, sobre la base de comunicación verbal de los doctores P. Criado y E. Rolleri referente al hallazgo de fósiles. Esto es repetido por Rolleri y Criado (1969) quienes puntualizan una edad devónica sobre la base de determinaciones paleontológicas de Di Persia. Este autor (1972) realiza una descripción de varios afloramientos diferenciando zonas donde es manifiesto un acentuado tectonismo con aportes magmáticos y otras en las cuales los sedimentos aparecen normales y menciona que, en una muestra obtenida sobre el perfil de Puesto Agua del Blanco, la Dra. H. A. Castellaro determinó un ejemplar del tetracoral *Pleurodyctium sp.* A renglón seguido indica que este fósil problemático es una especie "casi" exclusiva del Devónico. Basado en este hallazgo, en la opinión de varios investigadores y en otras observaciones tales como el hallazgo de conglomerados que contienen clastos de calizas con fósiles ordovísicos, confirma la presunción de que la Serie de La Horqueta es de edad Devónica. Criado Roque (1972, p. 286) mantiene la edad Devónica del Grupo.

Por último, los geólogos de la Comisión Nacional de Energía Atómica que han estudiado la Sierra Pintada en relación con la búsqueda de uranio (Rodríguez y A. Valdivieso, 1970; 1971; Perez *et al.*, 1971; Ortega *et al.*, 1972; Prieto, 1972), reafirman los conceptos de otros autores y, en general, refieren al Grupo de la Horqueta también al Devónico.

II.2. TONALITA (CERRO DE LA CHILENA).

El plutón de Agua de la Chilena es conocido desde hace muchos años. Ya lo mencionó Stappenbeck (1934) como "*batolito de los Tolditos*", sin darle una ubicación geográfica precisa. Groeber (1939) se refiere a la *diorita cuarcífera* de Agua de la Chilena, indicando que formaría parte de un conjunto de terrenos proterozoicos (?). A partir de entonces se han referido a estas plutonitas varios autores que han estudiado aspectos geológicos de esta zona. Entre ellos se puede indicar a Dessanti (1956) quien hace una breve descripción del afloramiento y asigna a las rocas granodioríticas una edad precámbrica (?). Más tarde Polanski (1964) trata el tema con mayor amplitud indicando la participación de dioritas, tonali-

tas y granodioritas cuya edad sería mesovariscica (?), en lo que denominó "stock múltiple del río seco del Agua de la Chilena". Poco después el mismo Polanski (1966) da a conocer, para este stock granodiorítico, la edad de 245 ± 10 % m.a. (comunicación verbal de la Shell Arg. al Dr. Polanski) perteneciente a su tardio-variscico. Rolleri y Criado Roque (1969, II, 28) citan a Polanski (1964), e indican que la edad del plutón podría oscilar entre pre-Carbónico y Pérmico superior y hacen coincidir a este lapso, de por sí bastante amplio, con edades radimétricas obtenidas por la Compañía Shell y dadas a conocer (con ligeras diferencias) por Polanski (1966) y Stipanovic (1967). Esas ligeras diferencias parecen aclararse cuando Stipanovic y Linares (1969) precisan mejor la obtención de dicha edad que queda firme en 237 ± 20 m.a.¹ ubicando al proceso magmático en el Pérmico superior vinculándolo con el fenómeno similar evidenciado en el Cordón del Plata, con edad de 231 m.a. Poco después Polanski (1970) ubica a este stock dentro de su Asociación Plutónica Mesovariscica, repitiendo la descripción que ya diera anteriormente pero ampliando los conceptos sobre la edad del magmatismo, diferenciando un evento mesovariscico compuesto (*diorita biotítica, microdiorita, tonaita, lamprófiro*, etc.) con una intrusión posterior tardío variscica conformada por rocas graníticas más ácidas. Este último es el datado por Shell en 237 m.a. Por último Criado Roque (1972) las relaciona con rocas graníticas del ámbito de Precordillera y Sierras Pampeanas probablemente post-silúricas y precarbónicas.

II.3. "TOBA VIEJA GORDA" GRUPO COCHICÓ.

En el ámbito del Bloque de San Rafael existe una variedad de sedimentitas clásticas continentales intercaladas con sedimentos tobáceos en diferentes niveles, cuya totalidad configura una unidad la cual fue definida por Dessanti (1945) como Complejo de Cochicó al ubicar la localidad tipo en el paraje Cochicó dentro del Cañón del río Atuel. El nombre de esta unidad ha sufrido variación en su sinoni-

mia que Polanski (1970, p. 120) resume indicando, asimismo, la "contemporaneidad" de estas sedimentitas con la parte final del volcanismo mesovariscico (*op. cit.*, p. 123).

Desde un principio, la edad de esta unidad fue considerada dentro del Carbónico superior o del Pérmico. La primera datación absoluta a ella referida fue publicada por Polanski (1966) sobre una "toba riolítica de la Formación Cochicó (Embalse El Nihuil, $34^{\circ} 50'$ lat. S y $68^{\circ} 40'$ long. O)" la cual alcanza a 276 ± 5 % m.a. (Pérmico inferior). Dessanti y Caminos (1967) citan para una toba ácida cristalina de El Nihuil, una edad de 276 ± 13 m.a. que, presuntivamente, se trata de la misma formación anterior dada por Polanski.

Al realizarse el estudio semi-regional y el detallado de la fracción de la Sierra Pintada donde aparecen los principales yacimientos uraníferos conocidos hasta la fecha en el país, los geólogos de la Comisión Nacional de Energía Atómica consideraron que, localmente al menos, la Serie Cochicó de Dessanti (1956) podría ser, tentativamente, transformada en el Grupo Cochicó el cual comprende la Formación Yacimiento Los Reyunos y la Formación Arroyo Punta de Agua tal como lo expresan Rodríguez y Valdivieso (1970) y Ortega *et al.* (1972). La primera formación nombrada está compuesta por los siguientes tres miembros en orden decreciente de edad: Miembro Psefítico, Miembro Areniscas Atigradas (portador de la mineralización uranífera) y Miembro Toba Vieja Gorda. Este último miembro constituye un paquete tobáceo de aproximadamente 200 m de espesor que conforma un elemento positivo del relieve y presenta variaciones litológicas dentro del mismo patrón piroclástico. Los autores pertenecientes a la Comisión Nacional de Energía Atómica antes mencionados, asignan al Grupo Cochicó una posible edad Pérmica. En el Sector Tigre I del Yacimiento nuclear Dr. Baulies (ver mapa de ubicación) se pudieron obtener algunas muestras de la Toba Vieja Gorda en estado puro y fresco, utilizándolas para su datación.

Asimismo Criado Roque (1972, p. 290) sigue los conceptos de Polanski (1966) y Dessanti y Caminos (1967) ubicando a la Formación Cochicó en el Pérmico inferior.

¹ Se observa una diferencia en el error dado por estos autores ± 20 y el indicado por Polanski (1970) ± 15 para la misma edad.

II.4. PÓRFIROS BASÁLTICOS Y RIOLÍTICOS.

Con posterioridad a la depositación de los sedimentos del Grupo Cochicó y previos a aquellos de edad terciaria, aparecen en la zona una serie de rocas efusivas e intrusivas cuyas edades, al estar comprendidas en un lapso muy extendido, se tornan imprecisas. Aquí se tratan solamente las correspondientes a algunos pórfiros basálticos por un lado y a algunas riolitas y liparitas por otro.

Los pórfiros basálticos corresponden al "meláfiro olivínico" de Holmberg (1948), a los "basaltos (meláfiros) intrusivos" de Dessanti (1956), al "basalto (meláfiro) de la Asociación Volcánica Tardío variscica" de Polanski (1964) y, por último, aparecen ya mejor definidos por González Díaz (1964) en la *Formación Quebrada del Pimiento*, la cual constituye la fase básica del *Grupo Cerro Carrizalito* coincidente con aquella Asociación de Polanski.

En el área del yacimiento Dr. Baulés, estos pórfiros basálticos aparecen como diques, coincidentes con líneas de fallas, mencionados por Rodríguez y Valdivieso (1970).

Las riolitas y liparitas aquí datadas provienen de tres efusiones que se distinguen por: a) la correspondiente a la muestra N° 56 alcanza una gran extensión superficial; b) la que corresponde a la muestra N° 53 une al hecho anterior una notable radiactividad de fondo ("back ground") que alcanza a 100 imp/seg. constituyendo una anomalía con respecto a otras rocas similares de la región y c) constituyen el cuerpo del C° Bola, muy cercano a los yacimientos uraníferos (muestra N° 52 B).

En el ámbito del Bloque de San Rafael aparecen rocas eruptivas consideradas, en general, como de edad permo-triásica por no contar con suficientes datos para poder circunscribirlas con mayor precisión. Ya fueron mencionadas por Groeber (1939) como "pórfiros cuarcíferos" dentro de sus "erupciones permotriásicas". Holmberg (1948) estudia con mucho detalle la región del Cerro Bola y efectúa un ordenamiento de pórfiros sobre la base de su color lo cual puede eventualmente inducir a un posible error ya que en algunos sectores se pueden observar cambios de color de una misma colada. Como cuerpo principal del cerro, Holmberg incluye a

una *liparita*, diferenciada por su contenido de *sanidina* y su color gris, pero que también presenta cambios locales de composición y color. Dado que la secuencia está probada por las sucesivas intrusiones observadas, deben considerarse ciertas pero lo más probable es que el tiempo transcurrido entre la primera y la última haya sido muy corto y pierda, entonces, significación geológica regional.

Valencio y Mitchell (1972) realizaron estudios paleomagnéticos sobre magmatitas en la Provincia de Mendoza y dan a conocer para los pórfiros basálticos de la *Formación Quebrada del Pimiento* una edad promedio de 263 ± 5 m.a. (Muestras N° 1248: 262 ± 6 m.a. y Muestra N° 1252: 264 ± 6 m.a.) y para un filón capa basáltico de la *Formación Las Cabras* en las cercanías del Paramillo de Uspallata una edad de 204 ± 3 m.a.

III. Resultados

Los resultados de las dataciones aquí estudiadas aparecen diagramados en el Cuadro I. Los datos analíticos y edad de las rocas muestreadas fueron realizados en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) de Buenos Aires.

IV. Conclusiones

Los autores consideran, por su escaso número, que las edades radiogénicas presentadas en este trabajo sólo son orientativas en cuanto al número de fases ígneas que han ocurrido en el área y de ninguna manera se pretende dar un panorama completo de estos fenómenos. No obstante son confirmatorias de conclusiones de estudios precedentes, los cuales están basados, en su mayor parte, en el control geológico de campo.

La edad obtenida de 353 ± 15 m.a. (Devónico superior) (Cuadro I) para el Grupo de La Horqueta en su facies metamórfica, concuerda con las deducciones geológicas de campo de diversos autores (indicado en el Cap. II Antecedentes) y sobre todo con las determinaciones paleontológicas realizadas por la Dra. H. Castellaro en el trabajo de Di Persia (1972), para los sedimentos no metamorfizados. Este Grupo corresponde a la *Formación Río Seco de los Castaños* de González Díaz

CUADRO I

Datos analíticos y resultados

Período m. a. (1)	Material analizado	Roca	Edad (Nº de muestras) m. a.	K %	Datos analíticos		Localidad (ver figura 1)
					Ar ⁴⁰ RAD $\times 10^{-10}$ mol/g	Ar ⁴⁰ ATM %	
TRIÁSICO	roca total	pófiro riolítico	219 ± 15 (53)	4,34	17,95	39,0	Mesilla del Carrizalito
230							
PÉRMICO :							
sup. a medio	roca total	pófiro riolítico	234 ± 10 (56)	4,45	19,69	17,1	SSE del Cº Negro de las Salinas
	roca total	pófiro basáltico	259 ± 25 (51)	1,53	7,57	36,0	Yac. Dr. Baulfies
	roca total	pófiro riolítico	260 ± 25 (52B)	3,92	19,40	68,5	Cº Bola
260							
inferior	roca total	toba cristalolítica	272 ± 10 (59)	2,15	12,76	39,0	Toba Vieja Gorda, Yac. Dr. Baulfies
280							
CARBÓNICO	roca total	microtonalita	285 ± 10 (54)	2,03	11,13	18,7	Aprox. 1 Km al SSE de Mina El Rodeo
345							
Devónico sup.	roca total	esquistos	353 ± 15 (58)	1,92	13,27	15,7	Aprox. 1,5 Km al SSE del Cº Bola

(1) Escala según Kulp (1961).

y presenta interés por sus posibles relaciones con el Silúrico y Devónico de la Precordillera, y por ser parte del sustrato del Grupo Cochicó. Además, la edad que aquí se informa constituye un aporte a la determinación de la posible unidad cronológica de los sedimentos y metamorfitas que conforman el Grupo de La Horqueta. Algunos autores consideran que estas metamorfitas serían mucho más antiguas, tal vez del Precámbrico. De todas maneras, la edad obtenida es la del metamorfismo y no de la roca original pero, las similitudes petrográficas con los sedimentos no metamorfizados indicarían que ambas entidades no deberían estar muy distanciadas en el tiempo.

La edad de 285 ± 10 m.a. (Carbónico superior) (Cuadro I) para la *microtonalita* aflorante en las cercanías de la mina "El Rodeo" y perteneciente al plutón de Agua de la Chilena, induce a dar como válido el pensamiento de Polanski (1970, págs. 52 y 91) sobre su "stock múltiple del río seco del Agua de la Chilena". Este autor indica la posibilidad de un núcleo granodiorítico más antiguo al cual asigna, tentativamente, una edad mesoavariética (Carbónico), intruído por un granito rosado cuya edad fue medida en 237 ± 15 m.a. De todas maneras, se considera que para confirmarlo plenamente son necesarias nuevas dataciones de ambos tipos de rocas.

La edad de 272 ± 10 m.a. (Cuadro I) de la Toba Vieja Gorda (integraría la Formación Agua de los Burros de González Díaz) concuerda con la de 276 ± 13 m.a., dada a conocer por Polanski (1966) y Dessanti y Caminos (1967) para la toba ácida de El Nihuil. Estas dataciones confirman la edad Pérmico inferior para el Grupo Cochicó, cuyo Miembro Areniscas Atigradas es el portador de la importante mineralización uranífera (ver Rodríguez y Valdivieso, 1970).

Finalmente, las edades de los pórfiros riolíticos 260 ± 25 m.a.; 234 ± 10 m.a. y 219 ± 15 m.a. y del pórfiro basáltico 259 ± 25 m.a. (Cuadro I), encuadran dentro del vulcanismo Pérmico-Triásico tan extendido en las provincias de San Juan y Mendoza. En este caso particular, constituirían parte del Grupo Cerro Carrizalito de González Díaz (Formaciones Cerro Carrizalito y Quebrada del Pimiento).

Agradecimientos

Se agradece la colaboración prestada en campaña por el personal de la División Cuyo del Departamento Delegaciones, Área de Materias Primas de la Comisión Nacional de Energía Atómica, especialmente a los distinguidos colegas A. Ortega Furlotti, C. E. M. Antonietti, A. O. Prieto y E. Perez.

También se agradece la determinación de las edades por el I.N.G.E.I.S. y la confección de los cortes delgados por el Sr. E. Amato.

Apéndice. Descripciones petrográficas

Muestra N° 51. Diques básicos de rumbo aprox. E-O, dentro y al oeste del yacimiento Dr. Baulies.

PÓRFIRO BASÁLTICO (diabasa) (259 ± 25 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color gris oscuro casi negro, compacta, de fractura irregular a subconcoide. El aspecto que presenta es masivo, microcristalino.

Análisis microscópico: Posee una textura intersertal compuesta por tablillas de plagioclasa con intercrecimientos de granos de piroxenos, pequeñas laminillas de biotita, minerales opacos, abundante calcita y en menor proporción cuarzo.

A modo de relictos de fenocristales se observan núcleos cloríticos con material sericítico intercrecido, rodeados por una fina película de material carbonático.

Muestra N° 52 B. Cerro Bola.

PÓRFIRO RIOLÍTICO GRANOFÍRICO (260 ± 25 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color gris oscuro con tonalidad violácea, compacta, de fractura subconcoide. Posee una textura porfírica compuesta por una pasta afanítica dentro de la cual aparecen fenocristales de cuarzo de 1 a 2 mm y feldespatos de 3 a 4 mm.

Análisis microscópico: La pasta es microgranosa granofírica compuesta principalmente por un intercrecimiento feldespático-cuarzoso acompañado por escasas laminillas de biotita, muscovita, finos granulos de minerales opacos (óxidos de hierro) y clorita. Los fenocristales son escasos y están representados por: *ortosa* hipidiomorfa, con inclusiones de tablillas de plagioclasas, alterada a escaso ma-

terial arcilloso y calcita. *Plagioclasas* (oligoclasa ácida) en tablillas hipidiomorfas alteradas de manera similar al feldespato alcalino.

Muestra N° 53. Mesilla del Carrizalito.
PÓRFIRO RIOLÍTICO (219 ± 15 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color pardo rojizo, compacta, de fractura irregular a subconcoide. Posee una textura porfírica, de pasta afanítica, con fenocristales de cuarzo de 2 a 4 mm y feldespatos incoloros y pardo claro amarillento a pardo rojizo en cristales de 0,3 cm a 1,5 cm.

Análisis microscópico: La pasta es microgranosa de composición feldespático-cuarzosa con intercrecimientos de laminillas de muscovita, gránulos de minerales opacos (óxidos de hierro), material clorítico y calcita. Los fenocristales están representados por: *cuarzo* límpido e idiomorfo; *sanidina* en cristales también idiomorfos y límpidos, en parte corroídos por la pasta; *ortosa* hipidiomorfa, alterada a material arcilloso, calcita y sericita, a veces asociada a otros cristales de la misma especie y con tablillas de plagioclasas, confiriendo a la roca un carácter glomeroporfírico; *plagioclasas* (ácida) en tablillas hipidiomorfas con igual tipo de alteración que la ortosa.

Muestra N° 54. Aprox. 1.000 m al SE de la mina "El Rodeo".

MICROTONALITA (285 ± 10 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color gris oscuro casi negro, compacta, de fractura irregular. Posee una textura granosa fina.

Análisis microscópico: Posee una textura granosa hipidiomorfa compuesta por: *Plagioclasa* (oligoclasa media a básica) alterada a calcita y escaso material arcilloso, en parte es levemente zonal; *cuarzo* intersticial con extinción ondulada; abundante *biotita* en laminillas a veces cloritizadas, con inclusiones aciculares muy pequeñas no determinadas. Como *minerales accesorios* se encontró zircón y apatita; los *minerales opacos* son relativamente abundantes y aparecen en gránulos muchas veces asociados con la biotita.

Muestra N° 56. Aprox. 4 km al SSE del cerro Negro de las Salinas.

PÓRFIRO RIOLÍTICO (234 ± 10 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color, siena, compacta, de fractura irregular. Posee una textura porfírica compuesta por una pasta afanítica y fenocristales de feldespatos y cuarzo con tamaños que varían entre 2 mm y 5 mm.

Análisis microscópico: La "pasta" es microgranosa de composición feldespático-cuarzosa con laminillas de biotita y minerales opacos (óxidos de hierro) intercrecidos. Se observan concentraciones de minerales opacos asociados con laminillas de biotita y material carbonático. El zircón y la apatita aparecen en pequeños cristales idiomorfos con carácter de accesorios. Los fenocristales están representados por: *Feldespatos alcalinos* alguno de ellos con pertitas escasamente desarrolladas y en general con poca alteración a material arcilloso; y *cuarzo* de límpido aspecto con extinción relámpago, con bordes corroídos por la "pasta" al igual que los feldespatos.

Muestra N° 58. Aprox. 1.000 m al SE del Cerro Bola.

ESQUISTO CUARZO-FELDESPÁTICO-MUSCOVÍTICO-CLORÍTICO (353 ± 15 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca esquistosa de grano fino, de color gris claro verdoso, con brillo sedoso, compacta.

Análisis microscópico: Posee una textura esquistosa compuesta por la alternancia de finas capas cuarzo-feldespáticas y muscovítico-cloríticas. Los granoblastos de cuarzo y feldespatos se observan suborientados con sus ejes mayores subparalelos, al igual que las laminillas micáceas, a los planos de esquistosidad. Intercrecidos entre los granoblastos aparecen óxidos de hierro y material carbonático.

Muestra N° 59. Yac. Dr. Baulies, Sector Tigre I.

TOBA CRISTALOLÍTICA (272 ± 10 m.a.).

Análisis mesoscópico: Roca de color pardo violáceo, compacta, de fractura irregular. Está compuesta por clastos de feldespatos blanquecinos de 1 a 5 mm, cuarzo gris de 1 a 3 mm, laminillas de biotita del orden de 1 a 2 mm y algunos fragmentos líticos de vulcanitas de color gris oscuro

violáceo que llegan hasta 1 cm; todos estos componentes se encuentran dentro de una "pasta" afanítica violácea.

Análisis microscópico: Posee una textura clástica seriada algo microbrechosa, compuesta por: Cristaloclastos de *feldespatos* (fundamentalmente plagioclasas, oligoclasa media a básica) alterados a material arcilloso y abundante calcita; *cuarzo*

en cristales limpidos que conservan, algunas veces, sus formas cristalográficas, laminillas de *biotita* pardo oscura, muchas veces deformadas mecánicamente; acompañan, además, como *minerales accesorios* zircón y apatita. La "pasta" o material ligante es fina, de aspecto devitrificado con participación de material clorítico y arcilloso.

Lista de trabajos citados en el texto

- Criado Roque, P., 1972. *Bloque de San Rafael*. Geología Regional Argent. Acad. Nac. de Cs., Córdoba.
- Dessanti, R. N., 1945. *Sobre el hallazgo del carbónico marino en el arroyo El Imperial de la Sierra Pintada*. Notas del Museo de La Plata, Nº 10.
- 1954. *La estructura geológica de la Sierra Pintada*. Asoc. Geol. Arg. Rev., IX (4): 246-252.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27 c, Cerro Diamante (Pcia. de Mendoza)*. Direc. Nac. de Min., Bol. Nº 85, Bs. As.
- Dessanti, R. N. y Caminos, R., 1967. *Edades potasio-argón y posición estratigráfica de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael (Pcia. de Mendoza)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXII (2): 135-162.
- Di Persia, C. A., 1969. *Breve nota sobre la edad de la denominada Serie de la Horqueta, zona Sierra Pintada, Dpto. San Rafael (Pcia. de Mendoza)*. Actas IV^{as}. Jorn. Geol. Arg., Mendoza, 1969, III, 29-41.
- González Díaz, E. F., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 27 d, San Rafael (Pcia. de Mendoza)*. Inf. inédito, Direc. Nac. de Geol. y Min., Buenos Aires.
- 1964. *Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27 d, San Rafael y su zona vecina occidental (Pcia. de Mendoza)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XIX (3): 151-188.
- Groeber, P. 1939. *Mapa geológico de Mendoza*. Physis, XIV (46): 171-220, Bs. As.
- Holmberg, E. M., 1948. *Geología del Cerro Bola*. Dir. Gral. Ind. Minera, Bol. 68, Bs. As.
- Ortega, A.; Rodríguez, E.; Prieto, A. O. y Valdivieso, A., 1972. *El nuevo Distrito Uranífero de Sierra Pintada (Pcia. de Mendoza)*. Vº Congreso Geol., Arg., Carlos Paz, Provincia de Córdoba, II, 267-284.
- Padula, E. I., 1951. *Contribución al conocimiento geológico del ambiente de Cordillera Frontal, Sierra Pintada, San Rafael, Mendoza*. Asoc. Geol. Arg. Rev., VI (1): 5-13.
- Pérez, E.; Prieto, A. O. y Mazzieri, G., 1971. *Informe sobre los resultados de la exploración geológica-minera en el branquianticlinal del Tigre. Sus manifestaciones nucleares más importantes (planos y perfiles)*. Primera parte. Com. Nac. Energía Atómica, informe interno Nº RM-O-M-139, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1964. *Descripción geológica de la Hoja 26 c, La Tosca (Pcia. de Mendoza)*. Direc. Nac. Geol. y Min., Bol. 101, Bs. As.
- 1966. *Edades de eruptivas suprapaleozoicas asociadas con el diastrofismo variscico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXI (1): 5-19.
- 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. EUDEBA, Manuales, Geología, Bs. As.
- Prieto, A. O., 1972. *Prospección y exploración radiométrica en los yacimientos nucleares Dr. Baulies, Los Reyunos, Cuesta de los Terneros y La Pintada, Mendoza*. Com. Nac. Energía Atómica, Inf. int. inédito.
- Rodrigo, F., 1948. *Levantamiento geológico de la zona limitada al Norte por el paralelo 34° 20', al Sur por el arroyo La Faja-Río Diamante, al Este por el meridiano del cerro de La Chilena y al Oeste por la Ruta Nac. Nº 40*. Mendoza. Ejército Arg., Direc. Gral. Ing., inédito.
- 1949. *Levantamiento y ampliación del levantamiento geológico de la Hoja I.G.M. Cerro Diamante, Mendoza*. Ejército Arg., Direc. Gral. Ing., inédito.
- Rodríguez, E. J. y Valdivieso, A., 1970. *Informe sobre resultados de la investigación geológica semi-regional (perfiles y planos geológicos) en el área de las manifestaciones nucleares de Sierra Pintada, Mendoza*. Com. Nac. Energía Atómica, Inf. int. Nº RM-O-M-135.
- 1971. *Informe complementario sobre la investigación geológica en el área de las manifestaciones nucleares de Sierra Pintada*. Com. Nac. Energía Atómica, Inf. int. Nº RM-O-M-142.
- Rolleri, E. O. y Criado Roque, P., 1969. *Geología de la Provincia de Mendoza*. Actas IV^{as}. Jorn. Geol. Arg., Mendoza, II: 1-60.
- Stappenbeck, R., 1934. *Geología de la montaña de San Rafael*. Direc. Nac. Geol. y Min., inf. inédito, Dpto. Geol. Carpeta Nº 82, Bs. As.
- Stipanovic, P. N., 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (2): 101-134.
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1969. *Edades radiométricas determinadas para la Rep. Argentina y su significado geológico*. Acad. Nac. de Cs., Córdoba, XLVII, entrega 1ª, 51-96.
- Valencio, D. A. y Mitchell, J., 1972. *Edad Potasio-Argón y paleomagnetismo de rocas ígneas de las formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, Provincia de Mendoza, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (2): 170-178.

GEOLOGIA DE LA REGION COMPRENDIDA ENTRE EL SALAR DEL HOMBRE MUERTO Y ANTOFAGASTA DE LA SIERRA, PROVINCIA DE CATAMARCA

FLORENCIO G. ACEÑOLAZA¹, ALEJANDRO J. TOSELLI¹ y OSVALDO GONZALEZ²

1, Facultad de Ciencias Naturales, U.N.T. 2, Servicio Minero Nacional, Tucumán

Resumen

Se describen las características geológicas de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca.

En dicha región aflora una potente serie de rocas ordovícicas (Formación Falda Ciénega) que está recubierta e intruída por sedimentitas y vulcanitas cenozoicas (Formaciones Sijes, Beltrán, Toconquis e Incahuasi). Este magmatismo se encuentra estrechamente vinculado al fallamiento que afecta la comarca. La estructura regional es de bloques, los que según su movimiento relativo de ascenso o descenso se los denomina "cuñas" o "surcos" respectivamente. Las manifestaciones metalíferas corresponden a depósitos hidrotermales cuarzo-auríferos en las rocas de la Formación Falda Ciénega.

Introducción

La realización de diversas campañas a la zona de Antofagasta de la Sierra y Salar del Hombre Muerto, en la puna catamarqueña, entre los años 1971 y 1974, permitió llegar a definir claramente las unidades litológicas que afloran en esta región poco conocida. Es por ello que se desea que los lineamientos geológicos que se ofrecen en este trabajo, sirvan para brindar una más precisa información sobre los acontecimientos allí ocurridos.

Para lograr estos objetivos se van a describir las sedimentitas y metamorfitas ordovícicas que en algo más de 100 km se encuentran constituyendo el basamento de una importante secuencia de sedimentos y vulcanitas cenozoicas. Estas últimas, cuyos afloramientos componen casi el 70% de la superficie estudiada, son correlacionables con otras magmatitas que afloran en distintos puntos de la Puna argentina y que, como ellas, se vinculan al importante ciclo magmático-efusivo que se desarrolló a partir de los tiempos cenozoicos en la cordillera andina.

Abstract

The geological characteristics of the region of "Hombre Muerto", between the salar of Hombre Muerto and Antofagasta de la Sierra, province of Catamarca.

Thick series of ordovician rocks (Falda Ciénega Formation) intruded and covered by cenozoic vulcanites and sedimentites (Sijes, Beltrán, Toconquis and Incahuasi Formations) outcrops in the zone. This magmatism is closely related with the faulting existing there. The regional structure is in blocks and by its relative movement we call them "surcos" and "cuñas". Gold mines are present in Formation Falda Ciénega rocks.

Se agradece a los distintos organismos que como la Fundación Instituto Miguel Lillo; Secretaría de Ciencia y Técnica de la U.N.T.; Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y Servicio Nacional Minero Geológico, han permitido con su aporte material, la realización del presente trabajo.

Ubicación y características geográficas

La región en estudio, se ubica en la zona norte de la provincia de Catamarca, en el área limítrofe con la de Salta. Las coordenadas medias son 67°15' de longitud oeste y 25°45' de latitud sur y la cota media aproximadamente 4.000 metros sobre el nivel del mar.

La única población importante es Antofagasta de la Sierra; ubicándose en un radio de aproximadamente 30 km una serie de caseríos como Paycuqui, Nacimientos y Las Juntas.

El principal acceso a esta región es la

ruta nacional 53 que une el paraje Salar de Pocitos (Salta) con Antofagasta de la Sierra. La distancia que media entre el Salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra es de aproximadamente 110 kilómetros. Fuera de la ruta principal existen una serie de huellas no siempre transitables con vehículos de tracción simple. Una de ellas es la que parte de las inmediaciones de la mina Incahuasi y bordeando el salar llega al río Trapiche. Desde aproximadamente el Km 145 de la ruta 53, sale otra senda hacia el oeste transitable con vehículos de doble tracción que va hacia laguna Caro y desde allí sigue al oeste a Antofalla.

En Paycuqui, en las nacientes del valle de Antofagasta de la Sierra, nace el camino que lleva a Los Nacimientos, pequeña localidad ubicada al poniente del cerro de Chinina; y desde esta parte una senda para mulares que lleva a Antofalla. De Antofagasta sale hacia el oeste un camino que lleva a la zona de La Borita y otro que yendo hacia el sur bordea la laguna y volcán La Alumbreira para dirigirse a Carachipampa y El Peñón.

En toda la región estudiada pueden señalarse solamente dos cursos de agua permanentes: el río Trapiche, ubicado en el extremo noreste que pierde sus aguas antes de llegar al Salar del Hombre Muerto y

el río La Punilla, mucho más caudaloso, que corre hacia el sur desembocando en la laguna de Antofagasta de la Sierra. Ambos son cursos de aguas dulces.

La zona es fundamentalmente desértica, presentando solo en las cercanías de Antofagasta de la Sierra (3.200 m s.n.m.) características más atenuadas por la menor altura y la existencia del río La Punilla.

El clima es frío y seco, siendo su media anual del orden de 9° C. Durante la época estival, ocurren precipitaciones de granizo y nieve; mientras que en invierno es común que se bloquee el Paso de Puntas Gordas en la ruta nacional por la abundante nieve.

Reseña geológica

Las principales características geológicas de la región se resumen en el cuadro que a continuación se expone. Como puede verse en el plano geológico las vulcanitas constituyen el elemento litológico de mayor significación regional. Las rocas ordovícicas y los sedimentos terciarios en menor escala, afloran limitados en todos los casos por las efusiones ya mencionadas y que sin duda otorgan al área en estudio el particular sello de la estructura geológica de la Puna.

Edad	Formación	Litología
CUARTARIO	Incahuasi	Arenas y depósitos de salar
	Toconquis	Basaltos
	Beltrán	Ignimbritas y tobas
		Andesitas
----- Discordancia -----		
TERCIARIO	Sijes	Areniscas finas y gruesas con limolitas claras
----- Discordancia -----		
ORDOVICICO	Falda Ciénaga	Areniscas y limolitas grises verdosas

Antecedentes

Las primeras referencias que existen sobre la geología de esta zona están contenidas en el plano geológico de Braekebusch (1891), quien por sobre todo destaca la importancia de las efusivas cenozoicas.

Los estudios de Catalano, sintetizados en sus trabajos sobre la Puna (1930, 1964),

aportaron numerosos y valiosos datos sobre la geología puneña y en especial sobre el sector que incluye al salar del Hombre Muerto.

Entre 1969 y la fecha, los trabajos fueron más frecuentes destacándose entre ellos Turner (1969) y los desarrollados en apoyo a los trabajos del Plan NOA I (O. González, 1971, 1972 y 1973); Ra-

vazzoli (1972); Núñez (1972); Guillou (1972) y los de Aceñolaza y Toselli (1971); Segerstrom y Turner (1972); Rojo (1972) y Aceñolaza *et al.* (1975). Todos ellos contribuyeron a aclarar aspectos de la geología regional, estructura, bioestratigrafía y minería de la zona.

Estratigrafía

ORDOVÍCICO

Formación Falda Ciénega:

Se reconoce con este nombre a los afloramientos de sedimentitas y/o metamorfitas ordovícicas que constituyen la base de la secuencia estratigráfica regional que aflora discontinuamente entre el Salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra. Las mencionadas rocas integran una sucesión pelítico-arenosa dispuesta en una estructura no muy compleja, de rumbo submeridional y buzante al este.

a) *Antecedentes:* Entre los antecedentes directos mencionaremos, en primer lugar a Catalano (1930) quien atribuye al Proterozoico a las rocas de esta Formación. Posteriormente Harrington (en Harrington y Leanza, 1957) considera la posibilidad de que las pizarras aflorantes en las inmediaciones de Incahuasi sean de edad ordovícica.

Turner (1969) asigna a las rocas de esta Formación, en los afloramientos de Antofagasta, una edad precámbrica describiéndolas bajo la denominación genérica de "Rocas Esquistosas". Posteriormente Aceñolaza y Toselli (1971) descubren una serie de afloramientos que contienen una fauna graptolítica que les permite afirmar que estas rocas son ordovícicas. Este descubrimiento es considerado por Segerstrom y Turner (1972) en un bosquejo geológico-estructural de las inmediaciones del salar del Hombre Muerto en el que se indican a los afloramientos como de edad ordovícica.

Con nombres formacionales distintos, Rojo (1972), González (1971, 1972, 1973) y Ravazzoli (1972), asignan indistintamente al Ordovícico a las manifestaciones de esta unidad.

La denominación de estas rocas con el nombre de Falda Ciénega se realiza por Aceñolaza *et al.* (1975) en un trabajo que estudia con mayor detalle las características bioestratigráficas de la zona homónima.

b) *Sección y área tipo:* Se considera como área tipo a la reconocida por Aceñolaza *et al.* (1975) en la localidad homónima. Allí es factible apreciar la constitución de la sección tipo caracterizable en dos miembros: El Puesto, de tipo arenoso y portador de la fauna graptolítica; y El Filo, de naturaleza pelítica.

Los afloramientos de Paycuqui, al noreste de Antofagasta de la Sierra, pueden ser considerados como típicos de la parte medio-superior de la sección arriba descrita.

c) *Características petrográficas:* Las rocas integrantes de esta Formación son de color gris verdoso característico. La granulometría permite efectuar a Aceñolaza *et al.* (*op. cit.*) la división arriba mencionada y la litología ayuda a la mejor definición de la secuencia. En ella la fracción arenosa está integrada por metagrauvacas, areniscas cuarzosas finas y grauvacas líticas o feldespáticas; mientras que los bancos pelíticos corresponden a pizarras y lutitas. Los términos areniscosos están constituidos por cuarzo plagioclasa en una matriz recristalizada en las que se aprecian clorita-biotita, sericita y albita, junto a algunos minerales arcillosos.

d) *Contenido paleontológico:* Hasta el presente los afloramientos de esta Formación en su localidad tipo, en Nacimientos y Paycuqui han brindado un abundante material fósil que ha permitido establecer la edad de las rocas portadoras.

Aceñolaza *et al.* (1975) describen en la sección tipo, la existencia de tres niveles superpuestos y que contienen de arriba a abajo:

- Nivel 3: *Glossograptus* cf. *G. ciliatus*
Emmons
cf. *Pleurograptus*
Climacograptus sp.
Glyptograptus sp.
- Nivel 2: *Cardiograptus* sp.
Glossograptus sp.
- Nivel 1: *Didymograptus* sp.
Didymograptus cf. *D. murchisoni* (Beck)
Glossograptus sp.

En los afloramientos de Nacimientos se había reconocido la existencia de cf. *Didymograptus* sp. y *Glossograptus* sp. En Paycuqui, Rojo (1972) menciona a *Glossograptus* sp., *Glyptograptus* sp. y *Orthograptus* sp.

e) *Relaciones de campo*: Esta unidad constituye la base de la sucesión aflorante en toda la región, asentándose sobre ella, y en discordancia, los sedimentos de la Formación Sijes y las vulcanitas andesítico-basálticas del Cuartario.

f) *Edad y correlación estratigráfica*: Cuando se realiza la descripción original de la Formación Falda Ciénega se establece (Aceñolaza *et al.*, 1975) que la misma representaría al Ordovícico medio-superior y que gracias al contenido paleontológico sería factible establecer la relación lateral con distintas unidades del noroeste y oeste de Argentina.

En lo que se refiere al ambiente puneño, la relación es conveniente establecerla con la Formación Lina (Ramos, 1972) cuya litología y contenido paleontológico es bastante similar. En el ambiente de Precordillera la relación puede establecerse con las capas de la Formación Trapiche y gran parte de la sección de Los Azules (Cuerda y Furque, 1975).

TERCIARIO

Formación Sijes

Turner (1960), al realizar el estudio de la Hoja Nevado de Cachi, identifica a una serie fundamentalmente areno-arcillosa conteniendo boratos, con el nombre de Formación Sijes. Esta entidad forma parte de una espesa sección denominada Grupo de Pastos Grandes Turner (1960), y cuyos afloramientos más característicos se encuentran al norte del Salar del Hombre Muerto.

a) *Antecedentes*: Catalano (1930) menciona en su trabajo la importancia que las sedimentitas terciarias tienen en la zona del salar del Hombre Muerto. Estas que, como se dijo, fueron mejor estudiadas por Turner (1960) son identificadas en la zona en distintos afloramientos, por González (1972) bajo la denominación ya mencionada.

b) *Sección y área típica*: En la región estudiada, la sección y área donde más típicamente se pueden observar las principales características de esta Formación es en la Quebrada del río Trapiche. Otros afloramientos, aunque de menor importancia, se constatan en la zona sudoeste de mina Incahuasi y en Antofagasta de la Sierra.

c) *Características petrográficas*: Fundamentalmente esta unidad está constituida por una serie arenosa-arcillosa de color gris claro a castaño claro. Los niveles conglomerádicos se encuentran subordinados al conjunto antedicho, teniendo los clastos un tamaño variable, hasta aproximadamente 25 cm de diámetro, y una composición dominante de las rocas de la Formación Falda Ciénega.

La fracción arenosa es predominantemente de granulometría fina a mediana especialmente en las inmediaciones de Antofagasta de la Sierra; mientras que en la zona de río Trapiche son más bien gruesas. La fracción limosa, generalmente de color pardo-rojizo, se presenta en bancos de espesor variable entre pocos centímetros y 1 metro.

d) *Relaciones de campo y espesor*: En la zona de Antofagasta de la Sierra se observa a esta unidad dispuesta en discordancia por sobre las rocas ordovícicas, estando en ésta y en el resto de los afloramientos recubierta por las vulcanitas cuartarias. En el río Trapiche se estima que el espesor aflorante es del orden de 35 m de potencia; mientras que en la zona de Antofagasta no supera esa cifra.

e) *Edad y correlación estratigráfica*: Turner (*op. cit.*) asignó a esta Formación al Plioceno estimándola equivalente al "Araucanense" de otros puntos del noroeste argentino. Lo notable de estas capas es la homogeneidad litológica que tienen en tan amplia distribución geográfica; aunque tal vez lo más destacado de ello es el hecho de que posean, interestratificados, niveles con boratos en la región puneña. Debe destacarse que en la región, más precisamente dentro del salar Hombre Muerto, se encuentra la mejor sección estratigráfica en el lugar conocido como Farallón Catal.

CUARTARIO

Formación Beltrán

Con este nombre proponemos denominar a los afloramientos andesíticos de color castaño rojizo a oscuro, de textura afanítica, aunque localmente desarrollen texturas porfíricas, que constituyen el cerro Beltrán.

a) *Antecedentes*: Las rocas que constituyen a esta unidad fueron primeramente señaladas por Catalano (1930), quien las

describe bajo la denominación general de "Rocas volcánicas" atribuyéndolas al Terciario.

Trabajos posteriores de Ravazzoli (1972), González (1971, 1972, 1973), Rojo (1972), Guillou (1972) y Núñez (1972), describen a éstas rocas en los afloramientos del cerro Beltrán, Chinina, Paloma Yaco, Aguas Calientes, etc., asignándolas al Cuartario.

b) *Sección y área tipo*: Consideramos como sección y área tipo de este Formación a los afloramientos del Cerro Beltrán en razón de su magnitud y por que es allí donde mejor pueden estudiarse estas rocas.

c) *Características petrográficas*: Las andesitas que caracterizan a esta Formación son rocas de colores pardos rojizos, costaños oscuros y rojizos; generalmente de textura afanítica y con bastante homogeneidad en los afloramientos formados por coladas sucesivas.

Microscópicamente presentan textura microporfírica determinada por el mayor desarrollo de oxihornblenda y andesina. La pasta está formada por biotita, diópsido y augita, con vidrio, cuarzo y apatita como accesorios. Las variaciones petrográficas están determinadas por la desaparición de algunos minerales como biotita y/o cuarzo, o bien por el aumento del contenido de vidrio o alteraciones marcadas como epidotización o hematitización. Localmente, como ocurre en el flanco oriental del cerro Chinina, son netamente porfíricas.

d) *Relaciones de campo y afloramientos*: Estas rocas son las que mayor difusión tienen en el área estudiada. Como ya se mencionó, el cuerpo más desarrollado lo constituye el cerro Beltrán; siguiéndole en importancia las cumbres de Aguas Calientes, en la zona oriental. Asimismo constituyen afloramientos bien definidos los cerros Chinina, Paloma Yaco, Cancha Argolla, Toconquis y Marihuaca.

Las andesitas intruyen a las rocas ordovícicas, siendo indistintamente recubiertas, en algunos puntos, por los basaltos e ignimbritas cuartarias.

e) *Edad y correlaciones*: En razón a que estas rocas y las de las unidades que a continuación se describen, forman parte de un único ciclo magmático hemos de considerarlas, al final, de manera conjunta.

Formación Toconquis

Se define con este nombre a los afloramientos de tobas e ignimbritas de color rosado claro, amarillento o gris blanquecino, de composición riolítico-riodacítica, con un notable desarrollo de disyunción columnar y probablemente depositada en paleodepresiones por nubes ardientes. La proposición de este nombre fue hecha por Rojo (1972).

a) *Antecedentes*: Catalano (1930) incluye a las tobas e ignimbritas que componen a esta Formación dentro de la definición de "Rocas volcánicas terciarias". La amplia distribución que tienen los afloramientos de esta unidad es señalada por González (1971, 1972, 1973); Ravazzoli (1972); Rojo (1972) y Guillou (1972) en distintos informes que tratan sobre la geología local.

b) *Sección y área tipo*: Consideramos como tal a los afloramientos que se observan sobre el río Toconquis, afluente del río La Punilla, tal como lo establece Rojo (*op. cit.*). Asimismo puede considerarse como área tipo a todos los afloramientos que se extienden desde las Cumbres de Aguas Calientes hasta el río La Punilla.

c) *Características petrográficas*: Las ignimbritas y tobas que caracterizan a esta Formación son rocas de colores claros, blancos, amarillentos o gris blanquecinos; generalmente son muy livianas presentando estructuras alveolares y disyunción columnar. Al microscopio se aprecian cuarzo, andesina, sanidina y biotita; junto a apatita y zircón dentro de una textura vitroclástica. Es notable el desarrollo de trizas de material vítreo que se dispone con una cierta orientación.

Generalmente en la base de las ignimbritas se desarrollan brechas constituídas por clastos irregulares de las pizarras ordovícicas.

d) *Afloramientos*: Prácticamente ésta unidad cubre un tercio de superficie de los afloramientos de la comarca estudiada. Su origen debe vincularse a las intrusiones de las cumbres de Aguas Calientes, pudiendo apreciarse como desde allí se han desplazado las nubes ardientes que las formaron. Generalmente van recubriendo el paleorelieve que les sirvió de circulación. Por el sur llegan hasta Antofagasta de la Sierra; mientras que por

el norte llegan hasta el puesto Trapiche, en las cercanías al salar del Hombre Muerto.

e) *Relaciones de campo*: Esta Formación se apoya indistintamente sobre las unidades precedentemente descriptas y en algunos casos se encuentra cubierta parcialmente por los basaltos de la Formación Incahuasi. La relación en todos los casos es discordante.

f) *Edad y correlación estratigráfica*: Como en el caso anterior se harán consideraciones sobre la edad y correlación como un título final de este tema. Solo es necesario hacer la salvedad de que como unidad-roca mapeable es factible de diferenciarla con claridad, a pesar de que su edad sea prácticamente contemporánea con la de la Formación Incahuasi.

Formación Incahuasi

Proponemos llamar con este nombre a los basaltos olivínicos masivos, de textura afanítica y de color negro, morado oscuro o pardo rojizo que constituyen la parte alta y oriental de la serranía homónima.

a) *Antecedentes*: Catalano (1930) al igual que en las definiciones estratigráficas precedentes, incluye a estas rocas dentro del término general de "vulcanitas terciarias". González (1972) las identifica con el nombre de "vulcanitas" a los afloramientos de Incahuasi, estableciendo el desarrollo que éstas tienen en la zona tipo. Asimismo Rojo (1972) y Ravazzoli (1972) describen y establecen la distribución de estas rocas en diferentes afloramientos de cerro Beltrán y Antofagasta de la Sierra.

b) *Sección y área tipo*: Establecemos como área tipo de esta unidad, a los afloramientos de la sierra homónima, por ser ella una de las más características de la zona estudiada.

c) *Características petrográficas*: Los basaltos que caracterizan a esta Formación son de colores oscuros a pardo rojizos. En el conjunto de afloramientos predominan los de textura afanítica y estructura masiva, aunque en algunos casos se presentan con buen desarrollo de amígdalas y textura porfírica.

Al estudio microscópico se aprecia que están compuestos por una textura microporfírica de fenocristales de olivino y

augita, en una pasta vítrea con abundantes tablillas de labradorita y cristaltos de augita, magnetita, apatita y rutilo.

d) *Relaciones de campo*: Esta Formación se asienta discordantemente sobre las rocas ordovícicas en la serranía de Incahuasi. En los afloramientos del norte del cerro Beltrán se disponen sobre las andesitas de la formación homónima; mientras que en los ubicados entre los Nacimientos y Antofagasta de la Sierra y el río Toconquis se encuentran por debajo de la Formación Toconquis (Basalto II, Rojo, *ob. cit.*).

Dicho de otra manera, las rocas de esta Formación representan un período de actividad volcánica que se inicia antes de la depositación de las ignimbritas de la Formación Toconquis y que finaliza con posterioridad a ellas.

Consideraciones petrogenéticas sobre las formaciones volcánicas

La erupción de lavas y tobas andesíticas, con las que generalmente se asocian los basaltos olivínicos en una fase del ciclo ígneo, son secuelas características de la evolución orogénica, en particular de sus últimos períodos. Esta asociación volcánica se encuentra ampliamente representada en la secuencia que se caracteriza con las Formaciones Beltrán, Toconquis e Incahuasi y puede compatibilizarse con otros afloramientos similares de la Puna.

Schwab (1969) menciona como ejemplos de efusiones ácidas y básicas a lo largo de superficies de dislocación, a los afloramientos que constituyen a los nevados de Acay y Queva. Este último, que fuera primeramente estudiado por Vilela (1953), representa uno de los mayores núcleos efusivos modernos de la región puneña de Salta, siendo en consecuencia el elemento más cercano de referencia que se tiene.

Siguiendo un criterio más general, Turner (1972) diferencia, para el Cuartario, dos tipos de andesitas basándose en determinadas variaciones petrográficas. A ellas, según el autor, le siguen tobas dacíticas en parte ignimbríticas para finalizar el magmatismo con los basaltos que constituyen los volcanes de Antofagasta de la Sierra.

Como comparación de semejanzas en la evolución magmática de los afloramientos

argentinos y chilenos, debemos citar el trabajo de Aguirre *et al.* (1974), quien describe una secuencia volcánica que se inicia con la formación de un *plateau andesítico* que evoluciona de riolítico a andesítico. A este se le sobreimpone un vulcanismo basáltico-andesítico que, según los mencionados autores son ricos en óxidos de sodio y pobres en óxidos de potasio. El quimismo de estas rocas es comparativamente semejantes al de las latita-andesitas que describe Schwab (1971) en la Puna salteña.

Debe señalarse que a diferencia de las rocas basálticas, que marcadamente siguen líneas estructurales bien definidas, las andesitas aparecen en la zona estudiada como formando parte de estrato-volcanes cuya relación con la estructura regional no es tan clara. De todos modos no deja de ser sugestiva la aparente vinculación que tienen con el rumbo general de las rocas de la Formación Falda Ciénega, y que en razón a ello podrían llegar a vincularse al cerro Beltrán con el nevado de Queva.

De lo anteriormente expuesto surge como conclusión que el vulcanismo de la zona estudiada sigue los mismos parámetros petrogenéticos que se observan en otros lugares de la Puna de Atacama. Esto nos da la pauta, de que el vulcanismo ha acaecido durante períodos de descompresión que siguieron a la elevación de la plataforma puneña; en los cuales, la actividad ácida inicial es seguida por flujos intermitentes de piroclastitas.

Consideraciones sobre la edad del magmatismo

Tal como precedentemente se ha hecho mención, se tratará en conjunto a las tres unidades volcánicas que afloran en el área estudiada, puesto que ellas representan sucesivos eventos de un mismo ciclo de actividad ígnea.

Catalano (1930) asigna a las vulcanitas andesíticas, sus tobas y basaltos al Terciario s.l. y al Cuartario. Posteriormente Turner (1964) reconoce bajo el nombre de Formación Rumibola a las andesitas y a sus correspondientes elementos piroclásticos que afloran en la hoja Nevado de Cachi, asignándola al Cuartario inferior. Este autor, en 1972, correlaciona a dicha unidad con las andesitas y sus tobas andesíticas que Vilela (1953) encuentra en el Nevado de Queva y que asigna al Ter-

ciario superior, rectificando de esta manera la menciana asignación cronológica.

Cuando Schwab (1969) estudia las ignimbritas riolíticas de las inmediaciones del límite con Chile, las relaciona con las dataciones radimétricas que efectuaron Dingman (1963) y Rutland *et al.* (1965) en rocas similares de la Puna chilena y que habrían obtenido valores de 4 a 10 m.a.; o sea un Terciario superior.

Basándose en la posición estratigráfica, e incluso morfológica, González (1971, 1972, 1973) y Ravazzoli (1972) interpretan que las andesitas, ignimbritas y basaltos podrían considerarse como pertenecientes al Cuartario inferior.

Ahora bien, debe tenerse en cuenta que el fenómeno magmático de tipo basáltico, en la Puna, ha debido ocurrir hasta tiempos relativamente recientes, ya que tanto en la zona de Antofagasta (volcán de Alumbrera) o en la parte norte del salar del Hombre Muerto características similares son reconocidas por Vilela (*op. cit.*) y Schwab (1969) cuando señalan la existencia de coladas sobre terrazas modernas. Turner (1964) designa con el nombre de Formación Peñas Blancas a las rocas basálticas, asignándolas al cuartario alto, post-glacial.

Si bien se carece de datos radimétricos que podrían aclarar algunos aspectos de la cronología de este ciclo magmático, se ha llegado a la conclusión que teniendo en cuenta criterios regionales, las tres unidades representan distintas pulsaciones que ocurrieron en tiempos cuartarios, del Pleistoceno al Reciente.

Tectónica

La estructura general de la Puna responde a una tectónica de bloques generalmente controlada por fallas inversas de alto ángulo. Esta característica ha sido anteriormente ya señalada por otros autores que estudiaron el problema, como ser Vilela (1951, Turner (1964), Pratt (1967), Schwab (1969, 1973) y Segerstrom y Turner (1972).

En la comarca estudiada dicha característica estructural se mantiene, pudiendo distinguirse tres fallas principales de rumbo general SW-N9; dos de ellas que convergen en el salar del Hombre Muerto y que se llaman Incahuasi y Acazoque; mientras que la tercera, de Antofagasta, es recubierta por las vulcanitas cenozoicas del cerro Beltrán. Esta última probable-

mente puede vincularse con la de Incahuasi si se la proyecta según el rumbo que tiene en donde se manifiesta.

Teniendo en cuenta lo arriba expuesto, se diferencian tres bloques, uno al noroeste, limitado por la falla de Acazoque; el otro central, que contiene al cerro Beltrán, y otro oriental, limitado por el oeste por la falla de Incahuasi y su proyección en la de Antofagasta.

Así presentado el diseño mayor de la región se podrán efectuar algunas consideraciones. En primer lugar se aprecia que el bloque oriental es el que contiene el mayor número de afloramientos ordovícicos; motivo por el cual podría acotarse que dicha línea de fractura es de gran importancia regional en cuanto significa la elevación de las rocas más antiguas del área. Un fenómeno similar ocurre con lo que sucede en el bloque del noroeste que aparece limitado por la falla de Acazoque.

Lo notable que se observa es que la composición geológica dominante del bloque central lo constituyen rocas volcánicas del cerro Beltrán.

Asimismo, utilizando la terminología de Schwab (1969) se puede mencionar a los bloques por el diseño de las fracturas que lo definen, como "horst de cuña", destacando que el bloque central constituye un "surco".

El control de la efusividad realizado por las mencionadas fallas, ha debido ocurrir durante períodos de relajación cortical como lo demostrara Schwab (*op. cit.*) para otros puntos de la Puna argentina; Aguirre *et al.* (1974) para los Andes chilenos o Wyllis (1936 en Segerstrom y Turner, *op. cit.*) para los "rift valleys" del este de Africa.

Geología económica

En esta amplia región sólo se conoce mineralización aurífera en los puntos conocidos como Incahuasi y San Antonio. Las principales características de estos yacimientos se describen a continuación:

Mina Incahuasi: Es una vieja explotación minera de vetas de cuarzo aurífero. Se encuentra ubicada en el borde sur del Salar del Hombre Muerto, a unos 500 m al este de la ruta nacional n° 53 y a la altura del km 128. Su altura sobre el nivel del mar es de 4.000 metros.

Características del yacimiento: Las rocas de la Formación Falda Ciénega poseen en este sector una serie de guías y vetas de cuarzo aurífero con óxidos de hierro que poseen un rumbo preferencial nort-sur y tienen frecuentes variaciones en su inclinación, siendo generalmente hacia el este. Las mismas tienen grandes diferencias de una a otra en cuanto a sus potencias como también en sus porcentajes de mineral útil (Fernández Lima y De La Iglesia, 1954).

En superficie se observan dos grupos de vetas subparalelas, uno occidental y el otro oriental. El occidental cuenta con cuatro vetas principales cuyas potencias oscilaron entre 0,10 y 0,70 m de espesor. El oriental, que está formado también por cuatro vetas principales y una serie de guías de distintos rumbos, con potencias observadas de 0,10 a 0,60 m. En estas vetas es donde se realizaron las labores más importantes según Fernández Lima y De La Iglesia (*op. cit.*).

La mineralización consiste en cuarzo aurífero blanco grisáceo, en el que el oro nativo se encuentra finamente dividido y diseminado, como así también en forma visible en delgadas laminillas. Además se encuentran, en pequeñas proporciones, pirita, calcopirita y arsenopirita.

Mina San Antonio: Se trata de otra explotación de veta de cuarzo aurífero. Se encuentra ubicada al sur de la mina Incahuasi y a unos 500 m al este de la ruta nacional n° 53 a la altura del km 141.

Características del yacimiento: Al igual que en el yacimiento de Incahuasi, se trata de una serie de vetas y guías de cuarzo, portadoras de mineralización diseminada de oro y con potencias variables entre 0,50 y 0,40 m, reconociéndose localmente el desarrollo de un bolsón de hasta un metro de espesor.

Se reconoce un cierto número de labores que se pueden dividir en dos grupos, uno norte y otro sur. Los que corresponden al norte son piques en aluvio que oscilan entre los 10 y 25 m de profundidad, desde donde parten estocadas laterales hasta cortar las distintas guías mineralizadas y las del sur se tratan de labores superficiales.

Edad de la mineralización: La época metalogenética que dio lugar a las mineralizaciones de oro en este distrito de In-

cahuasi-San Antonia, no puede ser afirmada con seguridad, ya que no existen evidencias directas de la edad de las rocas intrusivas relacionadas con el proceso.

Entre los autores que han trabajado sobre metalogénesis debemos mencionar a Angelelli y Fernández Lima (1972) y Angelelli *et al.* (1970), quienes asignan la metalización de este distrito, lo mismo que los de Santa Catalina y Rinconada, que

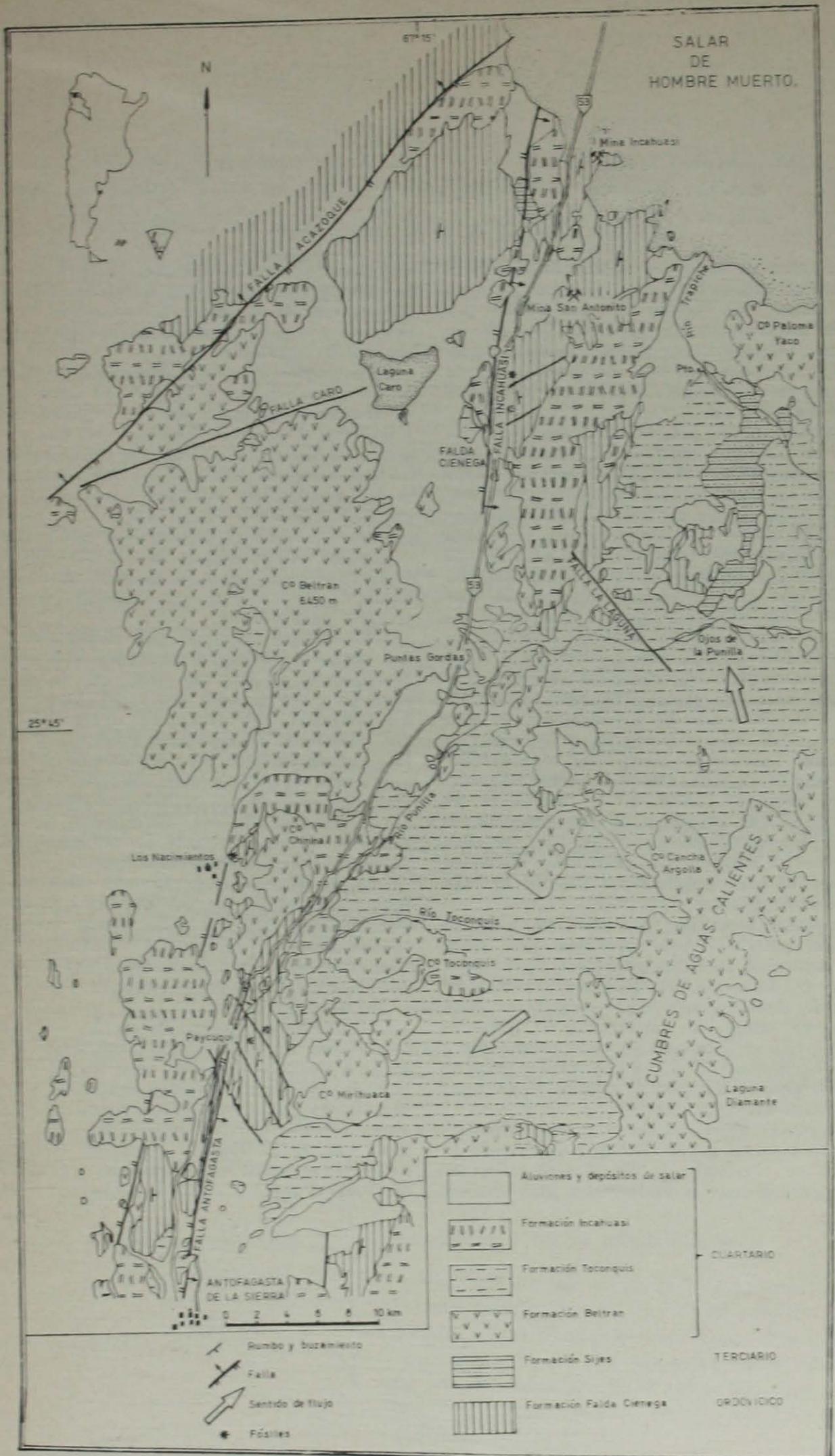
también están relacionados con rocas ordovícicas, como pertenecientes al Paleozoico inferior. Los autores piensan que no sería descartable la posibilidad que esta metalización esté relacionada con el magmatismo terciario-cuartario tan abundante en esta comarca. Cabe mencionar que, en los depósitos de Incahuasi y San Antonio, se abandonó su explotación en la década del 50.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. 1971. *Nuevos hallazgos del paleozoico inferior (Ordovícico) en la Puna*. Mundo Geológico, 11: 14-15. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F. G.; Toselli, A. J. y Durand, F. R. 1975. *Estratigrafía y Paleontología de la región del Hombre Muerto, provincia de Catamarca, Argentina*. Actas I^{er} Congr. Paleont. y Biostrat. I: 109-123. Tucumán.
- Aguirre, L.; Charrier, R.; Davidson, J.; Modozis, A.; Rivano, S.; Thiele, R.; Tidy, E.; Vergara, M. and Vicente, J. C. 1974. *Andean Magmatism: Its paleogeographic and structural setting in the central part (30-35° S) of the southern Andes*. Pacific Geology, 8: 1-38. Tokio.
- Angelelli, V. 1967. *Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina*. D.N.G.M. Buenos Aires.
- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C. 1972. *Ciclos metalogenéticos de la Argentina. Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. de Cs. Córdoba. 797-813. Córdoba.
- Brackebusch, L. 1891. *Mapa geológico del interior de la República Argentina. Escala 1:1.000.000*. Gotha. Publicado por la Acad. Nac. de Cs. de Córdoba. Córdoba.
- Catalano, L. R. 1930. *Puna de Atacama. Reseña geológica y geográfica*. Publ. Dpto. Extensión Nac. Litoral. N^o 8. Santa Fe.
- 1964. *Estudio geológico económico del Salar del Hombre Muerto*. Est. Geol. Minero. Serie Arg. N^o 4. Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y Furque G. 1975. *Nuevos datos sobre la Paleogeografía de la Formación Gualcamayo, Ordovícico de la Precordillera*. Actas I^{er} Cong. Paleont. y Bioest. I: 49-57. Tucumán.
- Dingman, R. J. 1963. *Cuadrángulo Tular (Prov. de Antofagasta)*. Carta Geológica Chile, n^o 11. 1:50.000. Santiago de Chile.
- Fernández Lima, J. C. y De La Iglesia, E. 1954. *Informe sobre la mina de oro "San Antonio". Catamarca*. D. N. Geología y Minería. a) *Proyecto de exploración de la mina de oro Incahuasi. Catamarca*. D. N. Geología y Minería. Bs. As. (inédito).
- González, O. 1971. *Informe del mosaico 14 C 4, Catamarca*. D. N. Geología y Minería. Plan NOA I, Tucumán (inédito).
- 1972. *Informe del mosaico 14 B 4 Incahuasi, Catamarca*. D. N. Geología y Minería. Plan NOA I, Tucumán (inédito).
- 1973. *Estudio geológico-económico del área de reserva 7 "Don Alberto". Dto. Antofagasta de la Sierra, Catamarca*. Plan NOA I. Tucumán (inédito).
- Guillon, J. 1972. *Informe del mosaico 14 D3 y 14 D4*. D. N. Geología y Minería. Plan NOA I. Tucumán (inédito).
- Harrington, H. J. y Leanza, A. 1957. *Ordovician Trilobites of Argentina, University of Kansas*. Dept. of Geology Special Publication I. Kansas.
- Núñez, E. 1972. *Informe preliminar de los mosaicos 14 C3 y 14 C4, Catamarca*. S.N.M.G. Buenos Aires (inédito).
- Pratt, W. 1961. *Local evidence of pleistocene to recent Orogeny in the Argentine Andes*. Geol. Soc. Amer. Bull. 72: 1539-1550. New York.
- Ramos, V. 1972. *El ordovícico fosilífero de la Sierra de Lina*. Dpto. Susques, Pcia. Jujuy, Rep. Arg. Assoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (1): 84-94. Buenos Aires.
- Ravazzoli, V. 1972. *Informe preliminar de los mosaicos 14 D 3 y 14 D 4, Catamarca*. S.N.M.G. Buenos Aires (inédito).
- Rojó M. R. 1972. *Geología de la región comprendida entre "Nacimientos" y "Antofagasta de la Sierra"*. Seminario Fac. Cs. Naturales, Tucumán (inédito).
- Rutland, R. W. R.; Cuest, J. E. y Gratsy, R. L. 1975. *Isotopic ages and Andean Uplift*. Nature, 208: 677-678, Londres.
- Schwab, K. 1969. *Ein Beitrag zur jungen Bruchtektonik der argentinischen Puna und ihr Verhältnis zurden angrenzende Andenabschnitten*. Geologische Rundschau, 59. Stuttgart.
- 1971. *Beobachtungen an jungen Vulkanitvorkommen der argentinischen Puna*. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 20/21: 251-274.
- 1973. *Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien)*. Geotektonische Forschungen, 43. Stuttgart.
- Seegerstrom, K. y Turner, J. C. 1972. *A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of Northwestern Argentina*. Geol. Survey Research. Chapter B.: 205-210. Washington.

- Turner, J. C. 1964. *Descripción geológica de la Hoja 7C Nevado de Cachi*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 99. Buenos Aires.
- 1972. *Puna. Geología Regional Argentina: 91-116*. Acad. Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- Vilela, C. R. 1953. *Los períodos eruptivos de la Puna de Atacama*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII: 5-36. Buenos Aires.
- 1969. *Descripción geológica de la Hoja 6C, San Antonio de Los Cobres*. Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. 110. Buenos Aires.

Recibido: noviembre 13, 1975.



Geología de la región Salar de Hombre Muerto, Catamarca

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

REY BALMACEDA, RAUL, 1975. *Bibliografía Geográfica Argentina*. GAEA Soc. Arg. Est. Geográficos, Serie Especial N° 2. Buenos Aires. 648 páginas. Venta en Librart S. R. L.

La literatura en cualquier ciencia ha sido producida con el objeto de ser útil a otros, para un empleo mucho más amplio del que recibe. La eficiencia mejorada de un individuo que efectúa búsquedas bibliográficas, ahorra tiempo, suma recursos y hace para un tipo de progreso mayor que resulta de los avances científicos, junto con el beneficio personal.

La ciencia está en peligro de atascarse en un cenagal de informes inaccesibles, irrecuperables y, por consiguiente, de trabajo repetido. Esto se debe en gran parte al volumen y a la complejidad de la ciencia de hoy día y de su literatura. Las líneas de comunicación, devienen, paradójicamente, más tenues a medida que sus medios se tornan disponibles más fácilmente. El estudioso que produce información nueva mediante estudios adecuados puede hacerlo disponible a la comunidad sin mayores dificultades; otros individuos pueden entonces construir sobre esto y generar más información: siempre que la persona adecuada pueda disponer de ello en el momento oportuno. Es precisamente en esta última etapa de este esquema de elaboración de información (que es la esencia de toda investigación) donde se encuentra el peligro mayor.

Muchas personas hablan de la "explosión de publicaciones". Esta varía para cada rama de las ciencias, pero se estima que entre 10 y 20 años la literatura se duplica. La información debe ser consultada lo más ampliamente posible lo más pronto que se pueda.

La literatura científica se emplea en tres maneras principales: a) para encontrar una información específica (sea una referencia rápida para verificar un dato, sea una búsqueda extensa en el caso de desearse una vista panorámica detallada de un campo en particular), b) para información básica o lectura de reconocimiento, y c) para mantenerse al día e informado respecto de nuevos desarrollos, por lo común en un campo más bien estrecho.

No se puede dejar de destacar puntos importantes, como ser el papel vital que desempeña la literatura en el desarrollo de la Geografía, las ventajas de consultar la bibliografía para obtener

respuestas a muchas preguntas y para establecer la investigación sobre una base más sólida y la importancia de aprender la naturaleza de la literatura y cómo emplearla, tanto por alumnos como por estudiosos.

El propósito de este volumen es precisamente el de proporcionar a la persona interesada en el momento oportuno una guía sobre trabajos referentes al territorio nacional, en este caso temas geográficos, en la acepción más amplia, para lo cual enumera publicaciones fundamentales para la investigación —general y especial— y, por consiguiente, servir como manual de referencia para el estudioso, el investigador, el bibliotecario o también como empleo en general. La bibliografía registrada cubre el periodo entre el 1 de enero de 1955 y 1969, con inclusión de algunos trabajos posteriores.

La disposición sigue una clasificación original, creada *ad hoc* para esta obra, sobre la base de cincuenta y cinco categorías, que se han agrupado en cinco grandes clases: a) Generalidades, b) Geografía Sistemática, c) Geografía del Pasado Histórico, d) Geografía Regional, y e) Anexos. Consta de 9.220 asientos, no sólo de trabajos publicados en el país, sino también en el extranjero. Incluye muchos trabajos eruditos en español y en otros idiomas. En algunos se ha agregado un escueto resumen de su contenido. Figuran además informes inéditos.

Uno de los objetivos de esta obra es el de llamar la atención de los estudiosos a tipos de publicaciones que no han estado consultando anteriormente y que pueden contener información de valor. Digno de mención son los índices, de Autores, Temático, Geográfico, de Personas y de Abreviaturas.

La obra es una contribución de suma importancia para los estudiosos de las diversas ramas de la Geografía, así como para los de otras disciplinas, como ser Geología, Edafología, etc. En esencia, es una bibliografía científica especializada. El autor debe ser felicitado por la improbable tarea que se ha tomado y por el esfuerzo que ahorrará a tantos investigadores. — Juan Carlos M. Turner.

NOTAS BREVES

NUEVOS AFLORAMIENTOS DE VULCANITAS CRETACICAS (GRUPO SALTA) EN LA SIERRA DE LA CANDELARIA, SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

CARLOS MORENO ESPELTA, JULIO E. ARIAS y ANGEL CHAVEZ MANRIQUE

Departamento de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta

Introducción

Como parte del plan de exploración geotérmica preliminar, que está realizando el Departamento de Ciencias Naturales en el área de Rosario de la Frontera, se procedió a efectuar un levantamiento geológico de detalle del extremo norte de la sierra de La Candelaria, a cargo de uno de los autores (C.M.E.).

En esa oportunidad, se localizaron dos afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas intercaladas en formaciones pertenecientes al Subgrupo Pirgúa, situados en la ladera oriental de la citada sierra (quebrada El Cedral y arroyo El Bonete). Un probable tercer afloramiento correspondería al área de cabecera de la quebrada La Cueva del Negro, que desagua en la vertiente occidental de la sierra de la Candelaria. La ubicación geográfica aproximada de los hallazgos de las vulcanitas, es de $25^{\circ} 55'$ de latitud sud y $64^{\circ} 51'$ de longitud oeste para los dos primeros y para el tercero de $25^{\circ} 55' 20''$ S y $64^{\circ} 53' 30''$ W.

Este hallazgo es el segundo ubicado en la sierra de La Candelaria, ya que específicamente fue citado, por primera vez, por Mon y Dinkel (1974) en el cerro Negro, distante unos 50 km al sudeste de los anteriores.

Consideramos de importancia dar a conocer el descubrimiento, por cuanto es un aporte más para dilucidar las características del vulcanismo, acaecido durante el tiempo de acumulación de estos sedimentos cretácicos.

Geología

El área considerada corresponde al núcleo del anticlinal principal de la sierra y los afloramientos orientales, están situados

en las cercanías de la falla regional inversa, responsable del levantamiento de la misma. En ella, sólo se han reconocido dos de las formaciones integrantes del Subgrupo Pirgúa (Carbajal, 1974; Arias, 1975), estando ausente la unidad media (Formación Las Curtiembres). A juzgar por los trabajos de campo y las descripciones de Nesossi (1947) iguales condiciones se mantienen en el resto de la sierra.

Formación La Yesera

(Reyes y Salfity, 1973)

En general, está constituida por conglomerados polimícticos rojo-parduscos, violáceos y grises, con rodados de cuarcitas, metamorfitas y cuarzo de vena. Se intercalan bancos arenosos en toda la secuencia.

Formación Los Blanquitos

(Reyes y Salfity, 1973)

Suprayace en concordancia a la anterior y está compuesta de areniscas conglomerádicas con clastos de cuarzo subredondeados y areniscas finas a medianas; el color predominante es el pardo rojizo y el rojo ladrillo.

Vulcanitas y rocas volcanoclásticas

Las vulcanitas y rocas volcanoclásticas interestratificadas en las Formaciones La Yesera y Los Blanquitos corresponden a los siguientes tipos: a) traquitas olivínicas, b) basaltos olivínicos, c) tobas brechosas y brechas volcánicas y d) areniscas y brechas volcanoclásticas¹.

¹ La descripción petrográfica de las muestras fue realizada por el Dr. José G. Viramonte, a quién agradecemos su gentileza.

En la quebrada El Cedral, en un pequeño afluente izquierdo de la misma, se observa un cuerpo de forma aproximadamente tabular, con un espesor visible de unos 15 m, intercalado en bancos conglomerádicos de la Formación La Yesera. El mismo está compuesto de traquitas, basaltos olivínicos con intercalaciones de tobas brechosas y brechas volcánicas. Su techo ha sido erosionado, ya que rodados de estas rocas se encuentran en la base del nivel superior.

De acuerdo con las determinaciones microscópicas, las traquitas presentan grandes fenocristales romboidales de anortoclasa y fenocristales euhedrales de olivina, engarzados en una matriz, en parte fluidal, formada por microlitos de sanidina, escasa olivina, gran cantidad de opacos y agujas de apatita. En cambio los basaltos, tienen escasos fenocristales de labradorita, fenocristales de olivina y la matriz, microlitos de plagioclasa, granos de augita, opacos, y gran cantidad de agujas de apatita y vidrio intersticial. Las tobas brechosas y brechas volcánicas contienen fragmentos líticos angulosos de diversos tamaños, en los que predominan los de traquitas olivínicas y en menor cantidad, fragmentos redondeados

de composición basáltica, con estructura fuertemente escoriácea.

Si bien no se pudo localizar el afloramiento de la quebrada de La Cueva del Negro, el predominio y distribución de los rodados del cauce indican, por una parte, que está ubicado en la zona de cabecera y por otra, que las rocas que lo integran son iguales a la anterior.

En cuanto al afloramiento del arroyo El Bonete, ubicado dentro de la Formación Los Blanquitos y a 87 m de su base, se trata de un banco de areniscas y brechas volcánicas de 4 m de espesor. Constituyen estas rocas, fragmentos líticos angulosos de vulcanitas de hasta 20 mm de diámetro (tanto traquitas como basaltos), engarzados en una matriz de cuarzo subredondeado, plagioclasas y cemento calcítico intersticial.

Estimamos que las manifestaciones volcánicas aquí señaladas están estrechamente relacionadas con la falla regional aludida, pues los datos estructurales y estratigráficos indicarían que, iniciada en el basamento precámbrico, se ha mantenido esporádicamente activa a través del largo lapso de acumulación de la cubierta sedimentaria.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arias, J. E. (1975). *Geología del área del arroyo Las Bateas, sierra de La Candelaria, departamento de Rosario de la Frontera, provincia de Salta*. Univ. Nac. Salta; Depto. Cs. Nat.; Seminario I; inédito.
- Carbajal, E. (1974). *Estratigrafía de la quebrada Cueva del Negro, flanco noroccidental de la sierra Candelaria, departamento Rosario de la Frontera, provincia de Salta*. Univ. Nac. Salta; Dpto. Cs. Nat.; Seminario I; inédito.
- Mon, R. y Dinkel, J. C. (1974). *Geología de la comarca del cerro Remate (provincias de Salta, Tucumán y Santiago del Estero) y nuevos datos sobre la distribución del Paleozoico inferior en el Noroeste argentino*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXIX (1): 61-72. Buenos Aires.
- Nesossi, D. (1947). *Estudio geológico de los departamentos de Rosario de la Frontera y Candelaria (provincia de Salta)*. Y.P.Y.; informe inédito.
- Reyes, F. C. y Salfity, J. A. (1973). *Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Noroeste argentino*. Act. V Congr. Geol. Arg. III: 355-385. Buenos Aires.

Recibido: septiembre 16, 1975.

HALLAZGO DE ROCAS IGNI-MBRITICAS CON FLORA FOSIL

ABEL H. PESCE

Servicio Geológico Nacional

En la presente comunicación se da a conocer la presencia de restos fósiles vegetales en rocas ignimbríticas. Las mismas están ubicadas a unos 20 km al noroeste de Los Menucos, a 3 km al norte del puesto de Tchering, en la quebrada del Compañero (figura 1).

En ésta, se distingue una sucesión de bancos que difieren entre sí por presentar una variación de composición que va desde mesosilícica (dacítica) en su base, hasta ácida (riolítica) en el techo.

En el perfil estudiado (figura 2), de abajo hacia arriba se observa: una roca densa (a), de color violáceo-grisáceo, que integra un cuerpo de aproximadamente 4 m de espesor. Microscópicamente a esta roca se la clasifica como *toba de composición dacítica*. Sobre ésta, se apoya concordantemente, un delgado banco de 0,15 m de espesor, integrado por una toba de

composición riodacítica (b), de textura porfírica y color rojo claro. En igual forma se encuentra un banco de 0,5 m de potencia (c), portador de flora fósil; en general es compacto, de color ladrillo, en el que predomina una pasta afanítica, pudiéndose observar diminutos cristales que en su mayoría son de cuarzo. La cortan venillas cuarzosas. Microscópicamente, es una roca de textura vitrofírica, con una relación de pasta-cristales de 60-40. Entre los fenocristales predomina el cuarzo, subanguloso. Los feldespatos, en su mayoría son trozos de cristales, predominando la plagioclasa sobre el feldespato potásico. La biotita, escasa, se encuentra curvada y orientada en sentido de la pseudo-fluidalidad. Los fragmentos líticos son poco abundantes.

En la matriz vítrea, en parte devitrificada, se observa el aplastamiento de las

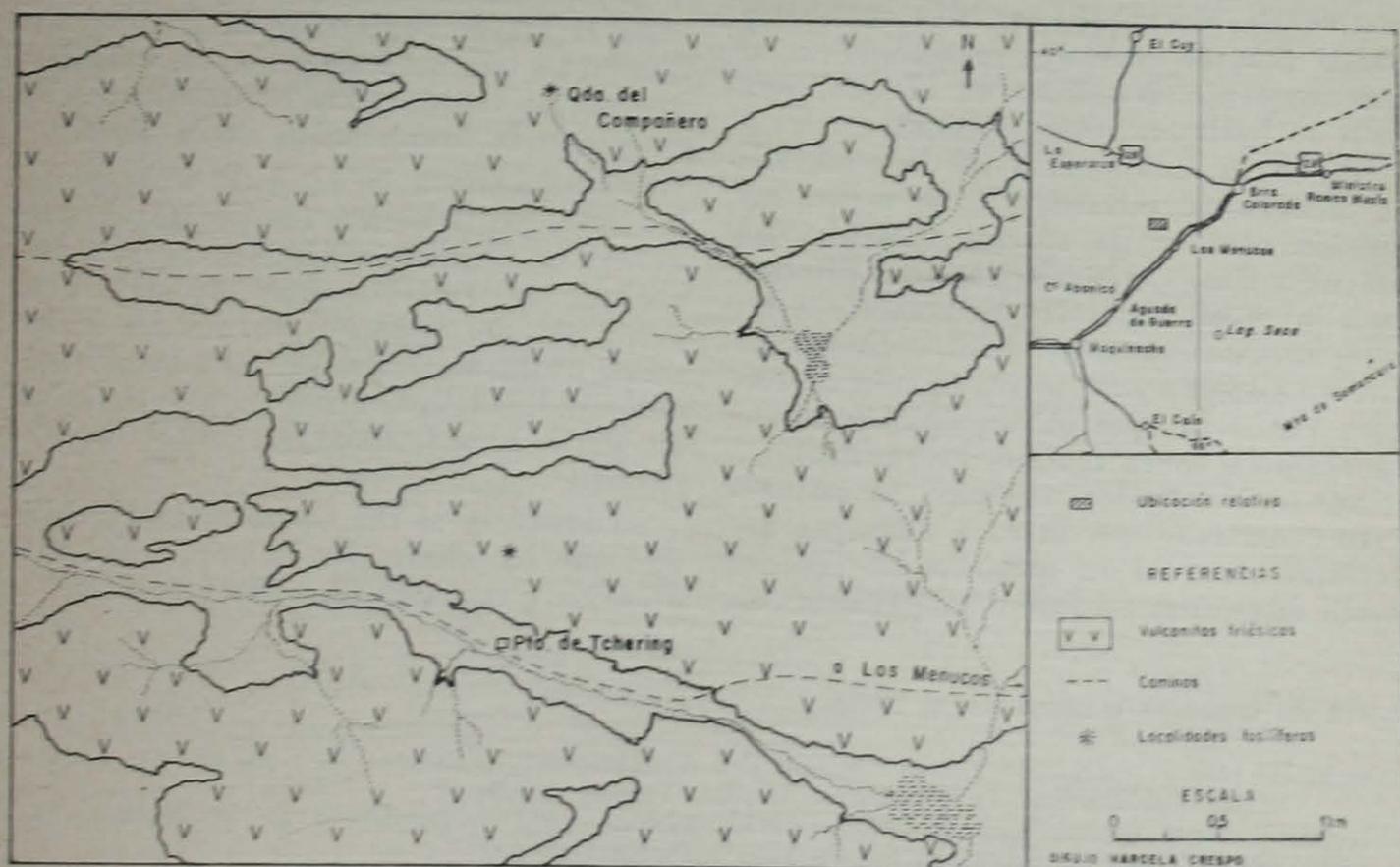


Figura 1



Figura 2

trizas (producto de la compactación posterior a su depositación) que ha originado abundantes lentículas (fiamme). Se la clasifica como *ignimbrita vitro-cristalina*.

Sobre este banco, se diferencia otro (d), de no más de 0,18 m de espesor, de color rosado-grisáceo, con textura porfírica, determinado como *ignimbrita riódacita*.

Ascendiendo por la quebrada, a pocos metros de este perfil, se distingue otro banco (e), de similares características al anteriormente descrito, en el que también se hallaron restos vegetales.

Ya en la culminación de la quebrada se observa un estrato (f), de escasa extensión areal y de espesor variable (no mayor a 6 m). Altimétricamente dispuesto a un nivel superior con respecto a los afloramientos ya mencionados. Está constituido por una roca rojiza-castaña de textura porfírica, que microscópicamente se la clasifica como *ignimbrita riolítica*.

Los restos fósiles vegetales, se encuentran "inmersos" en la roca descrita anteriormente. En su mayoría las frondas están dispuestas en forma subparalela con

respecto a la pseudo-fluidalidad de ésta y distribuidas irregularmente a lo alto del banco.

Se considera interesante destacar, el grado de conservación y la nitidez con que se observan las frondas con su pina y pínulas, y sus nervaduras.

En base a la disposición de las frondas, se interpreta que el material formador de la roca al salir a la superficie, cubrió esta zona sin ningún tipo de movimiento, más que el de compactación. El mecanismo probablemente haya sido, en este caso, el de *flujo de colada emulsionada* (ignimulsita o lava de espuma) según la hipótesis de Abich (1899) y que Mirre (1969) sintetiza de la siguiente forma: "Ciertas lavas ácidas muy ricas en volátiles sufren cambios físicos debido al escape de vapor al alcanzar la superficie, estas lavas *hierven* formando una espuma (proceso de emulsión). Al enfriarse, esta espuma se transforma en vidrio, originando una textura abierta, porosa, pseudotobácea; en la zona más inferior de la colada, los poros se aplastan y las paredes de ésta se unen, formando una textura de pseudotrizas aglutinadas e inclusive pudiendo llegar a una total homogenización".

En un proceso de emulsión, la "espuma" tiene una temperatura inferior con respecto al líquido, siendo esta la zona que presenta la mayor concentración de gas. De esta forma una masa muy rica en volátiles, que no ha tenido altas temperaturas, ha permitido la conservación de la flora.

Con respecto a la edad de estas rocas, la asociación florística, fue clasificada por Bonetti y Stipanovic (1967) como perteneciente al Triásico superior. Por otra parte, uno de los bancos portadores de los restos fósiles vegetales fue datado por métodos radiométricos, dando una antigüedad de 190 ± 10 m.a. (comun. verbal de Rosenman).

Se agradece al Dr. Caminos la amabilidad que ha tenido por la lectura del manuscrito y sus acertadas observaciones.

Lista de trabajos citados en el texto

- Abich, H. 1899. *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie des Armenischen Hochlandes. 1. Westhalfte*. Holder, Vienna, 162 pp.
- Bonetti, M. R. y Stipanovic, P. N. 1967. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos*. I Sympos. Intern. Estr. y Palen. Gonwana.
- Mirre, J. C. 1969. *Geología, caracterización y génesis de las ignimbritas*. Acta Geológica Lilloana X (3): 65-86.

propone el nombre litoestratigráfico formal de Formación La Tranquera, afloran al sudoeste de lomas de La Irene. La toponomía adoptada corresponde a la carta topográfica a escala 1:500.00, Rawson, del Instituto Geográfico Militar. El asomo se extiende por ambos lados del Gasoducto Austral, a 5.500 m al norte de la intersección de éste con la ruta provincial n° 4.

En el perfil tipo sugerido, esta Formación está constituida por dos facies, una filítica y otra cornubianítica. Esta última próxima al granito intrusivo. La facies filítica es de color verde grisáceo, finamente moteada. Algunas de estas rocas presentan pequeños pliegues en los planos de esquistosidad. La textura es lepidoblástica, se pueden observar finas bandas de biotita, en su mayor parte moscovitizada, que incluyen pequeños granos de cuarzo. Estas bandas alternan con otras de cuarzo, en las cuales la biotita es escasa. La facies cornubianítica, próxima al granito, es de color gris oscuro y notablemente compacta. Al microscopio presenta una textura poco orientada, compuesta por un agregado fino de biotita y cuarzo. La forma del afloramiento es tabular, de 500 m de longitud y 90 m de ancho. Estas rocas, como ya se mencionara, están intruídas por el Granito La Irene y son correlacionables con las sedimentitas epimetamorfizadas que afloran en Sierra

Grande, las cuales, según los hallazgos de Müller (1964), son presilúricas.

El intrusivo, para el cual se propone la denominación litoestratigráfica Granito La Irene, aflora al sur de los asomos de la Formación La Tranquera. Está integrado por un granito de grano grueso, de color rosado, con muy poca biotita presente y por diques aplíticos que se emplazan en él. Se sugiere como perfil tipo al que aflora por ambos lados del Gasoducto Austral, 5.000 m al norte de la intersección de éste con la ruta provincial n° 4. El afloramiento es de forma subcircular y su radio alcanza a 500 m. El Granito La Irene intruyó las metamorfitas de la Formación La Tranquera y está cubierto por las vulcanitas de la Formación Marifil. De las relaciones de campo surge que el granito es prejurásico, ya que las vulcanitas que la cubren, son correlacionables con rocas semejantes que afloran en las hojas 40 i, Sierra de Pailemán y 46 g, Bahía Vera, que tienen un fechado radimétrico por el método K-Ar, de 160 m.a. Se estima como probable una edad paleozoica superior para el Granito La Irene.

Se deja expresa constancia del agradecimiento a las autoridades del Servicio Geológico Nacional, por la autorización concedida para la publicación del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Malvicini, L. y Llambías, E. J. 1972. *Geología y génesis del depósito de Manganeso Arroyo Verde, Provincia de Chubut, República Argentina*. Actas V Congr. Geol. Arg. II: 185-202, Buenos Aires.
- Müller, H. 1964. *Zur Alterfrage der Eisenerzlagerstätte Sierra Grande, Rio Negro, in Nordpatagonien aufgrund neuer Fossilfunde*. Sonderd. Geol. Rundsch., Band 54, Stuttgart.

Recibido: noviembre 21, 1975.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

MARVIN, U. B., 1973. *Continental Drift: The Evolution of a concept*. 239 pp., 102 figs. Smithsonian Institution Press, Washington D. C.

Más que la evolución del concepto de Deriva Continental, la autora de este libro ha documentado la de las ideas y problemas de las Ciencias Geológicas desde la Edad Antigua hasta nuestros días.

La primera parte de la obra está dedicada a señalar los principales aspectos del desarrollo de las especulaciones geográficas, geológicas y geofísicas anteriores a Wegener. Los temas tratados son, en consecuencia, muy variados, y comprenden, desde los avances en el conocimiento de la geografía del planeta y la confrontación de los sistemas de Ptolomeo y Copérnico, pasando por la formulación de la ley de la gravedad por Newton, el origen de los continentes y océanos y la evolución del concepto de tiempo geológico, hasta el carácter único y no recurrente de las asociaciones fósiles, el principio del uniformismo, la isostasia y el origen de la Luna, etc. El relato, lejos de ser una mera cronología de hechos, es ameno y está adecuadamente matizado por numerosos detalles relativos a los protagonistas de los mismos.

Esta introducción deriva con naturalidad en la concepción del mundo que, basada en el principio de uniformidad y tal como fuera expuesta por Suess en "La Faz de la Tierra", suponía la inmovilidad de los continentes. Contra este esquema se presentan las ideas radicalmente diferentes de Wegener, y se explican las opiniones adversas a éstas emitidas en las reuniones de la Royal Geographical Society de Londres en 1923 y de la American Association of Petroleum Geologists en Nueva York en 1926. También se incluye una síntesis de las hipótesis alternativas propuestas por B. Gutenberg y Bailey Willis, así como las evidencias favorables a la Deriva aportadas por A. Holmes, A. W. Grabau y A. du Toit.

Tras remarcar el estancamiento posterior a esta confrontación, Marvin pasa a relatar lo que, en su opinión, constituye el renacimiento de las Ciencias de la Tierra. Allí trata los diferentes avances en el conocimiento geológico, desde los métodos radiométricos, la evolución del Universo, la teoría de los Geosinclinales de H. Stille y M. Kay, y el origen del Sial, hasta la controversia sobre la granitización, la topografía submarina, el flujo calórico de la corteza, el paleomagnetismo, el origen del campo magnético terrestre, etc.

Todo esto como prelude explicativo a la modificación en la actitud de la comunidad geológica cuando autores como L. King y S. W. Carey vuel-

ven sobre las ideas de Wegener. El subsiguiente "ensayo geopoético" de H. H. Hess en 1960, y la interpretación, efectuada por F. J. Vine y D. H. Matthews en 1963, de la simetría de las anomalías magnéticas a ambos lados de las cordilleras submarinas, son mostrados como la secuencia natural que lleva a una serie de investigaciones comprobatorias, cuyo resultado positivo produce finalmente la adhesión casi total de los geólogos a la Teoría de la Tectónica de Placas o Nueva Tectónica Global. Esta es presentada, en gran medida, como una reivindicación de las ideas de Wegener sin que se remarquen explícitamente las diferencias existentes.

La autora no se detiene sin embargo allí y pasa a señalar las consecuencias y problemas de esta nueva teoría, especialmente en lo que concierne a los mecanismos de la Deriva, presentando además un resumen objetivo de las ideas de varios de los principales opositores a la misma, *v. gr.* H. Jeffreys, G. Bain, A. A. Meyerhoff y V. V. Belousov.

Casi al final del libro se introduce una breve referencia a la teoría sobre la evolución del conocimiento científico expuesta por T. S. Kuhn en su libro "La Estructura de las Revoluciones Científicas" (publicado en castellano por el Fondo de Cultura Económica de México), a la cual se ajusta, según Marvin, la historia del concepto de Deriva Continental. Lamentablemente el tema es tratado muy brevemente, y el lector se pregunta si como demostración y contribución a la historia de la Ciencia no hubiera sido más apropiado incluirlo al comienzo de la obra y usarlo como modelo para el desarrollo de la misma. Tal vez de esa manera se habría logrado una mayor organización y unidad en la presentación de los diferentes temas.

Este libro no ha sido escrito para especialistas o para profesionales que quieren interiorizarse sobre detalles de la Nueva Tectónica Global, sino para quienes se interesan por la evolución del conocimiento científico. Es por ello que el mismo no pierde valor por la omisión parcial o total de algunos detalles de carácter técnico. Por el contrario, es de destacar que Marvin no se ha extraviado ni en lo especializado ni en la vulgarización, sino que ha sabido mantener el equilibrio y la claridad de exposición que hacen que esta obra pueda ser leída tanto por el profesional de las ciencias geológicas, como por el estudiante y el público interesado en la historia de la Ciencia. En síntesis, un libro que merece ser leído.—A. C. Riccardi.

HALLAM, A., 1973. A REVOLUTION IN THE EARTH SCIENCES. *From Continental Drift to Plate Tectonics*. vii + 127 pp., 45 figs. Clarendon Press, Oxford.

Este libro, al igual que el de U. Marvin, ha sido escrito tanto para los profesionales de la Geología como para el público interesado en la historia de la Ciencia. Pese a que el autor señala que el mismo ha sido motivado por las ideas contenidas en la obra de S. Ziman "Public Knowledge: The Social Dimensions of Science"—la que contiene una interesante evaluación sobre las razones que motivaron el rechazo de las concepciones de Wege-

ner—, es evidente que la inspiración, en lo que se refiere a la evolución del conocimiento geológico y al título, proviene en última instancia de la teoría de T. S. Kuhn sobre las "revoluciones científicas". Lamentablemente, Hallam al igual que Marvin, ha preferido dejar ese tema para el último capítulo, dedicado a "Reflexiones sobre la Revolución", en lugar de tratarlo a todo lo largo del libro. Las similitudes terminan allí, pues aquí

las reflexiones son más extensas, y debatibles, que las de Marvin. En este aspecto es de notar que muchas de las opiniones de Hallam han sido expresadas demasiado categóricamente y sin ofrecer suficientes fundamentaciones. Tal es el caso del rechazo, en una o dos frases, de las ideas adversas a la Nueva Tectónica Global, o la manifestación, algo exagerada, de que el estado del conocimiento dentro de la Geología, previo a esta revolución, era similar al de la Óptica anterior a Newton. También parece superficial la crítica del método hipotético-deductivo de la Ciencia, como ha sido expuesto por K. Popper en "*La Lógica de la Investigación Científica*", y la adhesión a los conceptos expresados por R. Harré en "*The Principles of Scientific Thinking*".

La introducción histórica correspondiente a la época anterior a Wegener es muy breve, y es seguida por una exposición más amplia de la hipótesis propuesta por ese autor, y las respuestas contrarias a la misma. La parte más extensa del libro está dedicada al relato de los avances producidos en la Geología con posterioridad a la Segunda

Guerra Mundial. En estos aspectos la obra es más técnica que la de Marvin, incluyendo no sólo temas ausentes en esta última, *v. gr.* la relación entre diversidad faunística y tectónica de placas tal como ha sido elaborada por J. W. Valentine, sino también el tratamiento más completo de otros, *v. gr.* los diferentes tipos de fallas de transformación y la aplicación de la nueva teoría a la interpretación de la geología continental.

En muchos puntos Hallam no ha logrado mantener el equilibrio, entre la simplificación y la complejidad técnica, que sería necesario para satisfacer a los dos diferentes públicos a los que está dirigido el libro. De esta manera, debido a su inclinación hacia lo especializado, éste se dirige más a quienes ya tienen algún conocimiento de geología.

En conjunto la exposición carece del balance y la claridad que son de destacar en la obra de Marvin. No obstante esto, su lectura puede suplir aspectos no tratados en esta última, y será de utilidad para aquellos que todavía no hayan sido introducidos en estos problemas. — A. C. Riccardi.

EL NUMERO 1 DE ESTE TOMO

SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 13 DE AGOSTO.

EL PRESENTE, EL 24 DE NOVIEMBRE DE 1976

EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERU 684

BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

El presente número y el anterior se han financiado
con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
que no se hace responsable del contenido de los mismos

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.

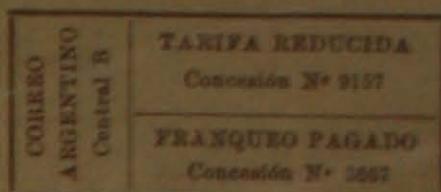
6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando 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 1º, 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.



CONTENIDO

La tectónica del borde oriental de los Andes, en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina RICARDO MON	65
Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la provincia de Aisén, Chile JORGE SKARMETA M.	73
Migmatización y metamorfismo en el basamento de la sierra de Quilmes, al oeste de Colalao del Valle, provincia de Tucumán, Argentina JUANA N. ROSSI DE TOSELLI, ALEJANDRO J. TOSELLI y GUSTAVO A. TOSELLI	83
Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte de San Lorenzo, provincia de Santa Cruz LUIS A. SPALLETTI y RICARDO GUTIÉRREZ	95
Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza ROBERTO O. TOUBES y JUAN PEDRO SPIKERMANN	118
Geología de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca FLORENCIO G. ACEÑOLAZA, ALEJANDRO J. TOSELLI y OSVALDO GONZÁLEZ	127
<i>Notas breves</i>	
Nuevos afloramientos de vulcanitas cretácicas (Grupo Salta) en la sierra de La Candelaria, Salta, República Argentina CARLOS MORENO ESPELTA, JULIO E. ARIAS y ANGEL CHAVEZ MANRIQUE	137
Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil ABEL H. PESCE	139
Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina MIGUEL HALLER	141
<i>Comentarios bibliográficos</i>	143