

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXI - N° 4
Octubre - Diciembre
Buenos Aires 1976

SEDIMENTOLOGIA DE GRAVAS GLACIALES, FLUVIALES Y LACUSTRES DE LA REGION DEL CERRO SAN LORENZO (Provincia de Santa Cruz)

LUIS A. SPALLETTI

Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata. Carrera del investigador científico, CONICET.

Resumen

En este trabajo se analizan las características texturales y composicionales de psefitas glaciales, fluviales y lacustres de la región del cerro San Lorenzo. Mediante análisis estadísticos computacionales se determinaron los valores de tamaño, redondez, esfericidad, planitud, geométricidad, factor F y C/B para cada estación de muestreo y para cada agente en particular; también se estableció su comportamiento frente a la distancia de transporte y en relación con los rasgos geomorfológicos de las zonas de acumulación.

Los resultados obtenidos han permitido establecer claras diferencias entre los depósitos de cada ambiente. Paralelamente se han podido vincular los cambios texturales y composicionales con los procesos de transporte y sedimentación y con las características hidrodinámicas de los agentes en diversos sectores del ambiente. Para los depósitos glaciales se infiere que la textura y composición son productos de la influencia de la roca madre y de los procesos de transporte en y subglaciales. Para los sedimentos fluviales y lacustres se ha deducido que el tamaño, forma y litología de las gravas están condicionados por aportes laterales, transporte selectivo y abrasión, en ese orden de importancia.

Introducción

Este trabajo tiene por finalidad dar a conocer las características texturales de los materiales psefíticos depositados por acción glacial, fluvial y lacustre en la región noroccidental de la provincia de Santa Cruz, entre la vertiente septentrional del cerro San Lorenzo y el lago Pueyrredón (fig. 1). Asimismo, intenta explicar las causas que determinan, en cada ambiente, los rasgos texturales de los sedimentos, a la vez que pretende encontrar parámetros útiles en la diferenciación de los depósitos estudiados.

La tarea de investigación ha sido posible gracias al apoyo de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y del CONICET. Además el autor deja sentado su

Abstract

This paper deals with the textural and compositional analysis of glacial, fluvial and lacustrine gravels from San Lorenzo Hill area (Province of Santa Cruz). The sedimentological investigation comprised size, roundness, shape (sphericity, flatness, geometricity, F factor and C/B) and lithological determinations. Computer statistical analyses were used to test textural and compositional variations in samples and deposits. Changes with the distance of transportation and with different sedimentation sites were also evaluated.

Texture and composition are influenced by provenance, and englacial and subglacial movement in the till. For aqueous environments it is concluded that textural properties and clastic lithology are strongly influenced by provenance (source rock-tributaries), selective transportation and abrasion processes. Size, shape and gravel composition were found to be useful parameters in the characterization and differentiation of glacial, fluvial and lacustrine deposits.

reconocimiento al ingeniero Ignacio Aguirre por el análisis y programación de los datos obtenidos y al señor Ricardo Gutiérrez por su ayuda en los trabajos de campaña. Su especial agradecimiento al Dr. Mario E. Terruggi por la revisión crítica del manuscrito.

Las características geológicas del sustrato precuaternal de la comarca han sido sintetizadas en otros trabajos (Riggi, 1955, 1958; Leanza, 1972; Spalletti, 1975 a); en este caso es de fundamental importancia considerar la distribución de los afloramientos y las características litológicas salientes de cada una de las unidades estratigráficas, debido a su marcada influencia en la composición de las gravas de los diversos ambien-

This One



DLFB-LL9-APP2 Material protegido por derechos de autor

tes. En la figura 1 se puede apreciar el desarrollo areal y los caracteres más conspicuos de cada una de las formaciones que constituyen el sustrato.

En lo que atañe a la región estudiada, ya se han dado a conocer algunos resultados de la investigación sedimentológica (Spalletti, *op. cit.*, 1975 b; Spalletti y Gutiérrez, 1976; Lluch y Spalletti, 1976). Respecto a los rasgos texturales de algunas pefitas glaciales pedemontanas pleistocenas se han proporcionado referencias en los trabajos geomorfológico-sedimentológicos de Fidalgo y Riggi (1965; 1970) y Riggi y Fidalgo (1971). La restante información sobre el problema de depósitos pefíticos glaciales, fluviales y lacustres actuales es escasa y se refiere a otras regiones de la Patagonia andina y subandina

(Nichols y Miller, 1951; Miró, 1967; Spalletti y Lluch, 1973).

Metodología

Los métodos de trabajo empleados no difieren mayormente de los aplicados en otras investigaciones previas encaradas por la Cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (Cf. Teruggi *et al.*, 1971; Spalletti, 1972; Spalletti y Lluch, 1973). Una apretada síntesis de las técnicas de trabajo de campaña ya ha sido publicada (Spalletti, 1975 a, 1975 b), pero en el caso especial del estudio que se presenta, es necesario destacar que se ha procedido —en lo posible— al muestreo de 200 clastos de más de 16 mm de tamaño promedio, en un con-

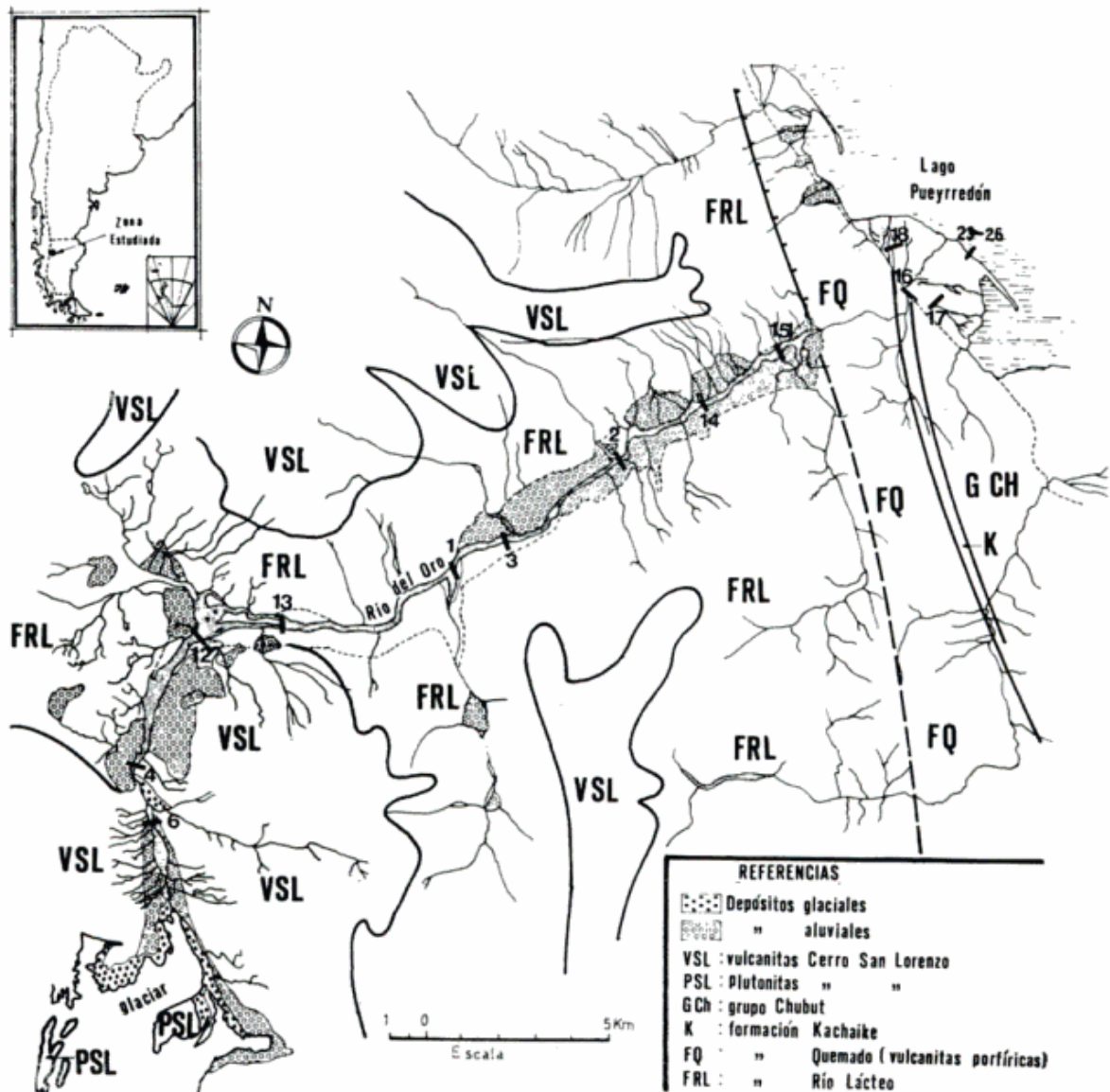


Fig. 1. — Bosquejo geológico de la región estudiada.

junto de estaciones cuya ubicación fue establecida sobre la base de los rasgos geomorfológicos más salientes de la región; es de destacar que en los sectores donde no se advertían accidentes de importancia o cambios notables en la morfología se procedió teniendo en cuenta el criterio de la equidistancia entre estaciones. La técnica de muestreo de los materiales psefíticos ha sido la establecida por Griffiths (1967).

Las bases estadísticas del muestreo han sido similares a las empleadas en la mayoría de los trabajos sobre el tema, es decir que se ha procurado extraer los ejemplares de una misma unidad de sedimentación, y —especialmente en el caso de los ambientes actuales— de la última en ser depositada por el agente en estudio. Cabe destacar que el trabajo sedimentológico de campo se realizó en tres estaciones glaciales (una de morena activa y dos de morenas inactivas), doce en los cauces activos del río del Oro (fig. 1), desde sus cabeceras hasta su delta, y cuatro en la costa del lago Pueyrredón, en la zona de influencia del delta del citado río del Oro. Sobre el carácter de las muestras obtenidas ya se ha presentado una discusión en un trabajo previo (Cf. Spalletti y Gutiérrez, 1976); sólo cabe agregar que los sedimentos psefíticos aquí analizados corresponden a lo que se ha denominado submuestras gruesas del depósito. Las glaciales corresponden a la variedad de disconformes, en tanto que las fluviales y lacustres (en oportunidades gravas abiertas) pertenecen a la categoría de submuestras conformes.

Sobre los materiales colectados, se procedió posteriormente a la determinación de redondez (según método y escala de Krumbein, 1941), de la litología y de las dimensiones de los ejes, A, B y C de cada clasto. Con estos últimos datos se estableció —mediante análisis computacional— el valor del tamaño medio $\frac{A + B + C}{3}$,

$\frac{A + B}{2C}$, esfericidad $\sqrt[3]{\frac{B}{A} \cdot \frac{C}{B}}$, factor F $\frac{A + B + C}{3B}$, geometricidad y C/B

de cada uno de los clastos. Asimismo, y por computación también, se elaboraron cuadros con los promedios de todas estas propiedades por cada ambiente en estudio, por fracciones granulométricas (según intervalos a $1/2 \phi$) y por tipos litológicos; en estos cuadros generales se determinó también el valor de las desviaciones standard

de redondez, esfericidad, C/B, platidad, factor F, y el de la relación de geometricidad $(\frac{\% \text{ ecuantes} + \% \text{ prolados}}{\% \text{ oblados} + \% \text{ laminares}}$, Spalletti, 1975

c); se calcularon además los respectivos porcentajes de geometricidad y de los diversos tipos composicionales, así como la magnitud de las correlaciones lineales entre pares de propiedades.

Sedimentología glacial

En el sector proximal del valle glacial que ahora ocupa el río del Oro, se destacan tres arcos morénicos marginales inactivos —asociados a otras tantas planicies fluvio-glaciales— con buen desarrollo y conservación de su sector terminal. Están constituidos por materiales psefíticos de granulometría gruesa (Riggi, 1955) y se han formado durante las últimas etapas de la recesión glacial holocena, por lo que en su superficie no han alcanzado a evolucionar los típicos perfiles de suelo y meteorización tan comunes en la mayoría de los depósitos glaciales (Embleton y King, 1968). Estos rasgos, que han sido descritos con mayor detalle en otra oportunidad (Cf. Spalletti, 1975 a), han sido muestreados en dos sectores, uno terminal (muestra 5) y otro lateral (muestra 9). Por otra parte, también ha sido estudiada la morena en formación por la retracción glaciaria actual (morena activa, muestra 11); este último rasgo construccional, aparece en contacto con el glaciar de valle septentrional del cerro



Fot. 1: Aglomerado de bloques de origen glacial. Al fondo el glaciar septentrional del cerro San Lorenzo.

San Lorenzo y se forma por la constante acumulación de detritos, en especial durante el verano, cuando el adelgazamiento del hielo por ablación es más intenso.

En general, los depósitos morénicos carecen de estratificación y contienen materiales psefíticos de todas las granulometrías, con una disposición en apariencia caótica (Cf. Spalletti, 1975 *b*); son comunes los bloques, que aparecen dispersos en diversos sitios de las morenas (fotog. 1); algunos con dimensiones superiores a los 7 m no superan en número al 1% del total del conjunto psefítico.

Los clastos analizados estadísticamente se caracterizan por su naturaleza ígnea; casi todos son de litología granítica, salvo unos pocos constituidos por una textura fina, de tipo aplítico. De las diversas clases de granitos reconocidas, se destaca predominio de las variedades grises y rojizas (cuadro 1), aunque es necesario aclarar que en la morena activa (11) predominan los grises, mientras que en las inactivas los tenores tienden a emparejarse o a prevalecer los granitos rojizos (cuadro 1). En general, se destaca incremento en el tenor de granitos grises con el aumento de granulometría, a expensas del decrecimiento en el porcentaje de las variedades verdes y rojizas. Este fenómeno se hace bien manifiesto en la submuestra correspondiente al sedimento glacial en formación.

La granulometría media de las submuestras glaciales es bastante pareja, ya que oscila entre 62 y 70 mm (próxima al límite entre agregados medianos y gruesos) (cuadro 1). En las poblaciones muestreadas, el bloque de mayor dimensión se encuentra en la estación 5 con un tamaño medio de 1,4 metros (aproximadamente 2 m³).

El análisis de redondez revela que los depósitos glaciales poseen bajos valores, con promedio de 0,33, siendo la submuestra de morena activa la de menor redondez (0,28) respecto a los otros dos ejemplares de till analizados (0,35 y 0,36) (cuadro 1). En todos estos sedimentos se advierte que la redondez aumenta considerablemente con la granulometría y llega —en la fracción de más de 128 mm— a cifras de 0,35 para el till activo y de 0,45-0,46 para las submuestras restantes. En relación con la litología, los clastos de granitos verdes son los más angulosos (0,30), en tanto que los de granitos blancos son los mejor redondeados (0,39); los de granitos grises y rojizos ocupan posi-

ciones intermedias (0,32 y 0,34, respectivamente).

El estudio de la forma de los clastos ha dado resultados significativos. La geométrica de las morenas inactivas es del tipo OEPL (oblados, ecuanes prolados, laminares), mientras que la de morena activa es del tipo OPEL, es decir se verifican cambios en las proporciones entre clastos prolados y ecuanes (cuadro 1). Asimismo, es de destacar la mayor riqueza de los depósitos activos en formas laminares y obladas; como resultado de esta diferencia, la relación de geométrica da valores discriminantes: en la morena activa de 0,853, en tanto que en las inactivas de 1,361 y 1,154.

Las otras propiedades morfométricas (esfericidad, platitud y C/B) experimentan variaciones coincidentes con los cambios de geométrica. Así por ejemplo es notorio el menor valor de esfericidad y C/B —y mayor de platitud— en los clastos de la morena activa. Cabe destacar, además, que en el conjunto de los sedimentos glaciales las propiedades morfométricas tienden a permanecer constantes respecto a los cambios de granulometría. Asimismo, es oportuno mencionar que si se han detectado cambios de forma con la litología; granitos grises y rosados exhiben la fórmula OEPL, aunque los grises son más ricos en oblados y laminares; por su parte, los verdes tienen mayor tenor de oblados y la fórmula OPEL, mientras que los blancos poseen el máximo contenido de ecuanes. Es de destacar que estos cambios de forma por composición también aparecen claramente discriminados por los correspondientes valores de platitud, C/B y esfericidad.

Desde el punto de vista interpretativo existen numerosas referencias sobre litología del till, la que se supone resultado de la ubicación de las rocas proveedoras, de su composición, de los efectos de dilución durante el transporte y de los procesos glaciales, como por ejemplo espesor del hielo, carga, movilidad y modo de transporte (supra, en y subglacial) (Anderson, 1955). Pero en general, se considera (Cf. Trefethen y Trefethen, 1944; Krumbein, 1933; Flint, 1957) que la litología de los clastos es fundamentalmente resultado de la procedencia. En nuestro caso, no cabe duda que la composición oligomítica del till es el resultado del aporte producido por una sola unidad, las Plutonitas del Cerro San Lorenzo.

Si bien las morenas estudiadas están muy próximas entre sí y en todos los casos se registra procedencia única, el till más joven

(de morena activa) muestra predominio de granitos grises, que puede ser el reflejo de un incremento en el aporte de esta variedad durante los más recientes procesos de erosión glaciaria sobre las Plutonitas del Cerro San Lorenzo. Asimismo, es necesario destacar que el más elevado tenor de clastos graníticos grises en las fracciones granulométricas gruesas puede atribuirse a una mayor resistencia a la atrición glacial de los granos de esa composición, o directamente a la posible existencia de planos de ruptura más separados en los afloramientos de granitos del tipo gris.

La similitud en la granulometría de los tres sedimentos glaciales analizados revela que la competencia del glaciar no ha variado de manera ostensible con el tiempo ni con el sector lateral o terminal del cuerpo de hielo. Esta semejanza entre muestras permite deducir también —y en contraposición con una generalización de Flint (1955)— que en las morenas inactivas, si bien de altas pendientes, no se han producido considerables procesos de remoción de detritos psefíticos más finos. Lo que sí es probable es que por la existencia de clastos de dimensiones heterogéneas y de bloques de tamaño considerable, los depósitos de till se hayan originado por el aporte de detritos transportados en la base y en el seno del glaciar del valle (Cf. Flint, *op. cit.*).

Como lo demostraron Embleton y King (1968) para clastos de composición granítica y gnésica, entre los depósitos de ambiente glacial, los de menor redondez son los pertenecientes a morenas. Por su redondez, los sedimentos estudiados revelan bajo grado de desgaste clástico (fotog. 2a), equivalente al de otros materiales glaciarios estudiados por Sharp (1949), Holmes (1960) y Slatt (1971).

Los distintos valores de redondez por variedades de rocas graníticas y por granulometría permiten inferir que en el ambiente glacial se produce paulatino enriquecimiento en el grado de curvatura de los individuos respecto a los valores iniciales (o de ruptura); además para los clastos de granulometría más gruesa —de redondez mucho más elevada en relación con la de granos de menor tamaño no se puede descartar la posibilidad de un transitorio transporte por corrientes ácuas supra, en o subglaciares, o su movilización selectiva en la zona basal de la corriente de hielo, donde sería más efectivo el proceso de abrasión de los clastos contra el sustrato rocoso. El más acentuado redondeamiento de los individuos de morena inactiva, respecto a los de morena activa

puede atribuirse a la mezcla de dos poblaciones: una glacial y otra proglacial de mayor redondez (Slatt, 1971) o a procesos de avance glaciario sobre depósitos anteriores de planicie fluvio-glacial, cuyos clastos (de mayor redondez) serían incorporados a la masa de hielo y redepositados (Nichols y Miller, 1951). Por su parte, la muy baja redondez del till más reciente sugiere que la mayoría de los individuos fueron transportados, desde sus zonas de procedencia a las de deposición, por el agente glacial, preferentemente en su seno (transporte englacial) (Cf. Spalletti, 1975 b).

Las otras propiedades morfométricas también apuntan a consolidar la hipótesis esbozada en el párrafo anterior. Por un lado, la mayor riqueza en oblados y laminares de los depósitos morénicos activos tendería a confirmar la falta de intervención del agua en el proceso de transporte. Por otra parte, el alto valor de la relación de geometricidad, el elevado contenido relativo de ecuanes y prolados y las mayores cifras de esfericidad y C/B de los clastos de till inactivo (Cf. cuadro 1) denotarían la intervención del agua en la formación del depósito o más seguramente la mezcla de materiales típicamente glaciales con otros proglaciales o de planicie fluvio-glacial antes formados.

Cabe destacar además la estrecha correlación entre el porcentaje de geometricidad y la redondez. Los individuos de granito blanco, que son los mejor redondeados, poseen el mayor tenor de ecuanes, y los de granitos verdes, más angulosos, son —a su vez— más ricos en formas obladas. Sin ánimo de intentar una interpretación forzada, la íntima vinculación geometricidad-redondez encontrada podría también ser consecuencia de procesos hidrodinámicos, ya que los clastos ecuanes son más susceptibles de ser transportados en tracción (Cf. Bluck, 1967; Spalletti, 1975 c), mecanismo por el que se logra un mayor grado de desgaste de las aristas y vértices del clasto.

Sedimentología fluvial

Las características geomorfológicas e hidrológicas del río del Oro son de fundamental importancia para la mejor comprensión de la constitución sedimentológica. Si bien ya han sido tratadas en un trabajo previo (Spalletti, 1975 a), cabe mencionar que este curso se origina en la lengua septentrional del glaciar del cerro San Lorenzo, aproximadamente a

1000 m de altura y desemboca en el lago Pueyrredón (111 m s.n.m.) después de un recorrido de 33 km (fig. 1). En la mayor parte de su desarrollo, el río del Oro posee típico diseño anastomosado; este tipo de curso es muy conspicuo tanto en su tramo medio-superior (estaciones 12, 13, 1 y 3) como en la zona de delta (estaciones 17 y 18). También presenta tres constricciones del valle (Cf. Spalletti, 1975 a): una en cabeceras, otra en la parte media (estación 2) y una última poco antes del delta (estación 16); finalmente, en la sección media-inferior muestra un diseño sinuoso o pseudomeandroso de 7 km de largo (estaciones 14 y 15). Cabe destacar que en su sector proximal el curso en estudio forma una típica planicie fluvio-glacial (estación 6) que atraviesa los arcos morénicos descritos en el capítulo anterior. En el período de verano, el régimen de flujo normal para el río del Oro es no fijo, no uniforme y turbulento, rápido en cabeceras y lento en la zona de su desembocadura en el lago Pueyrredón.

Las estructuras del lecho son las típicas para las corrientes pedemontanas de procedencia glaciaria; consisten en barras de tipo barján y barras longitudinales (Cf. Spalletti, 1975 a); también se han observado antidunas a lo largo de casi todo el curso, así como óndulas linguoides y lecho liso especialmente en el ambiente de delta.

Los sedimentos psefíticos ocupan los cauces troncales del río en la mayor parte de su perfil longitudinal y son los materiales que constituyen las barras; sólo se ha detectado

merma en el contenido de los componentes gruesos en el sector deltaico, ambiente en cuya porción distal los depósitos fluviales de cauce se tornan psamíticos y pelíticos. En el conjunto de las estaciones de estudio se han muestreado gravas abiertas, casi totalmente desprovistas de matriz en su parte más superficial.

En las gravas fluviales se produce constante complicación de la composición aguas abajo. Es así que en los primeros tramos (estación 6) la composición de las psefitas es esencialmente similar a la de till, con presencia de clastos graníticos en altísima proporción; empero, en la estación siguiente ya se verifica el aporte de individuos derivados de las Vulcanitas del Cerro San Lorenzo además de muy escasos de metamorfitas (filitas y filitas inyectadas). Esta composición se mantiene aproximadamente igual hasta la estación 13, salvo el incremento permanente de clastos de granitos rojizos en detrimento de los grises (fig. 2). De allí en adelante, hasta la estación 2, se observa notable aumento en individuos metamórficos. A partir de ese sitio los clastos de metamorfitas decrecen su participación y se advierte repunte en el tenor de granitos rosados y grises. Por último, en la zona deltaica se incorporan al lecho rodados de vulcanitas rojas y psamitas, derivados de la Formación El Quemado, del Grupo Chubut y de la Formación Kachaike, y se insinúa nuevo aumento en el contenido de individuos metamórficos (cuadro 2, fig. 2). Las gravas fluviales son en consecuencia, de composición polimíctica, salvo en el sector

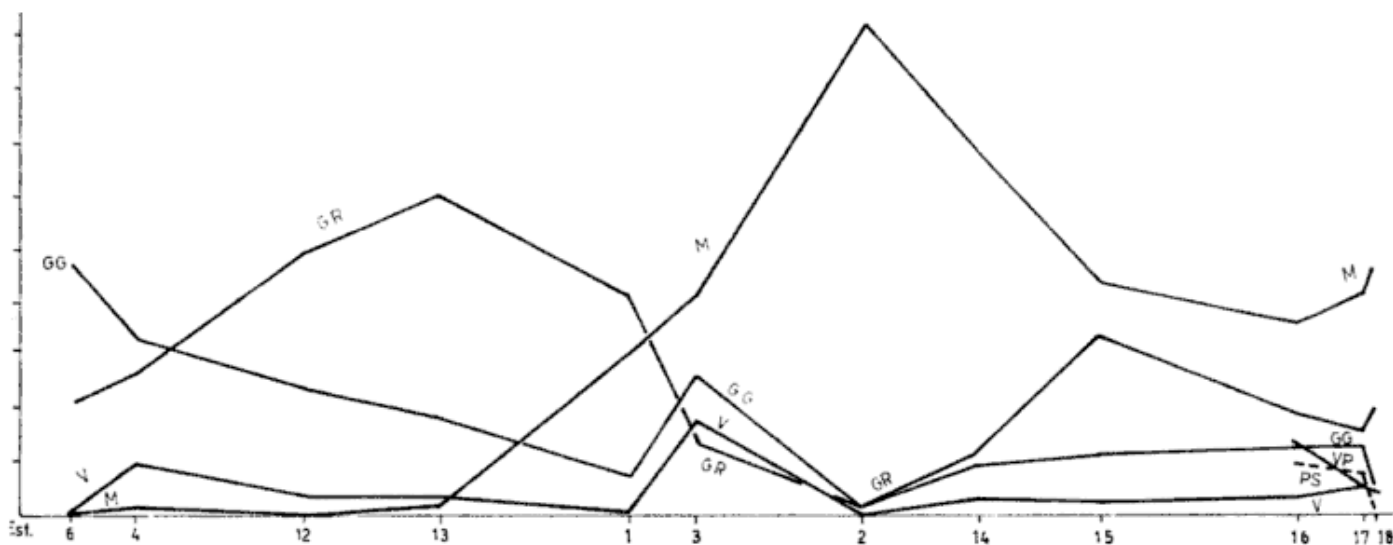


Fig. 2. — Variación en la composición de las gravas a lo largo del río del Oro; GG: granitos grises; GR: granitos rojizos; V: Vulcanitas (C. San Lorenzo); M: metamorfitas (F. Río Lácteo); VP: vulcanitas (F. Quemado); Ps: psamitas.

CUADRO 2: Resultados obtenidos para las estaciones fluviales

| Estación | LITOLOGIA (%) | | | | | | | | | | | TEXTURA | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|---------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | V | VP | M | PS | GC | GB | GR | GV | A | C | N | T | R | DSR | PI | DSP | Ø | DSØ | F | DSF | C/B | DSC/B | %E | %P | %L | %O |
| 6 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 47,66 | 8,98 | 21,58 | 20,70 | 0,88 | 0,00 | 111 | 63,4 | 0,459 | 0,082 | 1,717 | 0,554 | 0,766 | 0,097 | 0,993 | 0,108 | 0,708 | 0,167 | 52,25 | 8,98 | 4,49 | 34,18 |
| 4 | 9,57 | 0,00 | 1,46 | 0,00 | 33,30 | 24,22 | 26,17 | 1,46 | 0,00 | 3,52 | 198 | 55,3 | 0,473 | 0,101 | 1,851 | 0,562 | 0,734 | 0,099 | 0,999 | 0,125 | 0,673 | 0,175 | 38,38 | 14,06 | 6,05 | 41,41 |
| 12 | 3,13 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 23,54 | 16,70 | 49,71 | 6,25 | 0,49 | 0,00 | 191 | 36,7 | 0,594 | 0,087 | 1,719 | 0,459 | 0,759 | 0,087 | 0,994 | 0,104 | 0,703 | 0,167 | 47,56 | 11,43 | 1,56 | 39,26 |
| 13 | 3,22 | 0,00 | 1,86 | 0,00 | 18,16 | 12,60 | 60,25 | 3,71 | 0,00 | 0,00 | 214 | 37,8 | 0,606 | 0,085 | 1,816 | 0,660 | 0,748 | 0,098 | 0,988 | 0,095 | 0,681 | 0,171 | 45,31 | 10,25 | 6,05 | 38,28 |
| 1 | 0,39 | 0,00 | 30,37 | 0,00 | 7,71 | 3,32 | 41,50 | 13,48 | 0,00 | 2,83 | 207 | 43,9 | 0,589 | 0,134 | 2,145 | 0,831 | 0,702 | 0,108 | 0,982 | 0,115 | 0,607 | 0,185 | 29,39 | 7,23 | 10,06 | 53,13 |
| 3 | 17,29 | 0,00 | 41,80 | 0,00 | 26,37 | 0,39 | 13,38 | 0,39 | 0,00 | 0,00 | 208 | 46,6 | 0,530 | 0,113 | 2,033 | 0,898 | 0,704 | 0,103 | 1,011 | 0,116 | 0,653 | 0,183 | 38,87 | 12,89 | 9,08 | 38,87 |
| 2 | 0,00 | 0,00 | 91,80 | 0,00 | 1,37 | 0,00 | 1,86 | 0,00 | 0,00 | 4,69 | 209 | 49,8 | 0,459 | 0,104 | 1,999 | 0,614 | 0,699 | 0,107 | 1,020 | 0,136 | 0,646 | 0,165 | 29,59 | 15,72 | 13,87 | 40,63 |
| 14 | 3,13 | 0,00 | 68,26 | 0,00 | 9,47 | 0,00 | 11,23 | 1,76 | 0,00 | 5,86 | 203 | 44,8 | 0,550 | 0,126 | 2,125 | 0,662 | 0,702 | 0,096 | 0,972 | 0,111 | 0,594 | 0,173 | 27,05 | 7,32 | 8,30 | 57,13 |
| 15 | 2,44 | 0,00 | 42,77 | 0,00 | 11,33 | 0,00 | 33,98 | 8,79 | 0,00 | 0,49 | 210 | 48,8 | 0,550 | 0,129 | 2,026 | 0,772 | 0,709 | 0,105 | 1,001 | 0,118 | 0,643 | 0,185 | 31,35 | 13,77 | 10,94 | 43,75 |
| 16 | 3,32 | 13,77 | 36,13 | 9,96 | 12,79 | 0,39 | 19,43 | 1,86 | 0,39 | 1,37 | 38 | 25,8 | 0,542 | 0,129 | 1,792 | 0,452 | 0,728 | 0,100 | 1,026 | 0,139 | 0,701 | 0,174 | 31,54 | 26,27 | 5,18 | 36,82 |
| 17 | 5,18 | 5,18 | 42,09 | 7,81 | 13,09 | 0,00 | 15,72 | 2,54 | 2,54 | 5,18 | 210 | 29,9 | 0,612 | 0,105 | 2,021 | 0,669 | 0,700 | 0,097 | 1,010 | 0,129 | 0,643 | 0,185 | 26,66 | 16,60 | 9,96 | 46,58 |
| 18 | 4,20 | 4,69 | 46,58 | 1,37 | 5,66 | 1,86 | 19,92 | 5,18 | 0,00 | 9,96 | 210 | 29,9 | 0,612 | 0,105 | 2,021 | 0,669 | 0,700 | 0,097 | 1,010 | 0,129 | 0,643 | 0,185 | 26,66 | 16,60 | 9,96 | 46,58 |
| Promedio | 4,46 | 1,85 | 35,00 | 1,22 | 16,44 | 5,86 | 27,07 | 5,09 | 0,18 | 2,84 | 2220 | 44,5 | 0,555 | 0,125 | 1,968 | 0,702 | 0,718 | 0,103 | 0,998 | 0,118 | 0,649 | 0,178 | 34,91 | 12,21 | 8,78 | 44,10 |

Las mismas referencias que en cuadro 1.

de cabeceras donde aparecen constituidas por individuos de una sola variedad litológica.

El tamaño de los clastos muestra también comportamiento variable a lo largo del perfil. Comienza con cifras muy altas, ya que en la boca del canal subglacial principal, que da origen al río del Oro, los depósitos son exclusivamente aglomerados de bloques que alcanzan dimensiones medias de unos 800 mm. El tamaño de los clastos también es bastante elevado en la zona de la planicie fluvio-glacial (est. 6), en la que supera los 60 mm (cuadro 2, fig. 3a); sin embargo, a partir de este sitio tiende a decrecer marcadamente hasta llegar a la estación 12 en la que muestra un mínimo del orden de los 37 mm. De allí hasta la estación 2 se advierte paulatino aumento en el tamaño de las gravas, que se mantiene bastante constante hasta la estación 16, con cifras de 45 a 50 mm. En el sector deltaico se manifiesta brusco decrecimiento en la granulometría de los clastos, que pasan a dimensiones promedio de 25 a 30 mm (fig. 3a). Desde el punto de vista del tamaño de clastos, los depósitos del río del Oro pueden ser clasificados como gravas medianas (cuadro 2). Cabe destacar que los individuos de granulometría mayor son los de vulcanitas porfíricas, les siguen los de granitos verdes y grises, en tanto que los más finos son los de granitos rojizos.

Por otra parte, los sedimentos fluviales muestran redondez variable entre 0,46 (est. 6 y 2) y 0,65 (est. 15), es decir se pueden clasificar como redondeados a bien redondeados (Pettijohn, 1957). Curiosamente, la redondez de las gravas muestra una serie de cambios sincrónicos con los granulométricos. En efecto, es posible advertir que la redondez promedio varía inversamente respecto al tamaño, es decir que en los sitios donde la granulometría es más gruesa la redondez es mínima, y viceversa (cuadro 2, fig. 3a). Sin embargo, en promedio, para el conjunto de las estaciones fluviales, la redondez permanece esencialmente constante con el incremento de tamaño. En cuanto a sus relaciones con la composición es necesario destacar que los clastos más redondeados son los de naturaleza granítica (0,60), seguidos por los de vulcanitas; en cambio, la menor redondez se ha determinado en individuos de metamorfitas (0,50) y psamitas (0,49).

En lo atinente a la forma, las pséfitas del río se caracterizan por el predominio de oblatos, seguidos por ecuanter, prolados y laminares (fig. 3b, cuadro 2), con una relación de geométricidad de 0,891. La platitud es de 1,95, la esfericidad alcanza 0,71 y C/B llega a 0,65, en promedio. A lo largo del perfil es difícil rescatar tendencias destacables, salvo muy leve decrecimiento de esfericidad y C/B

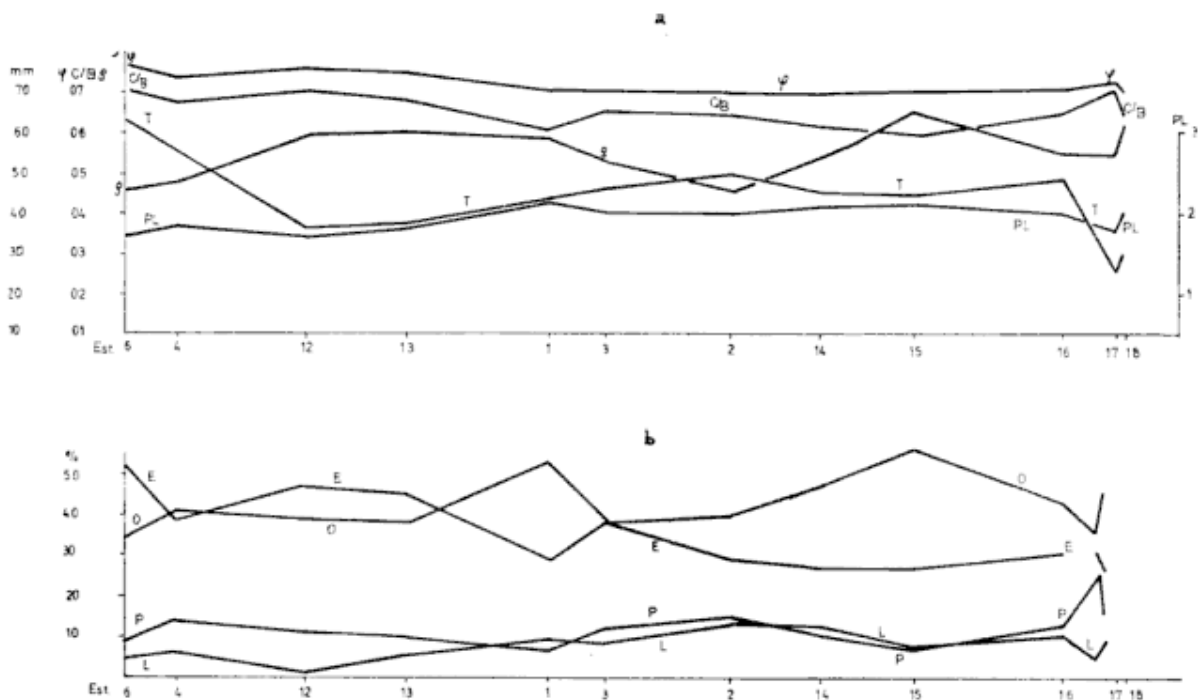


Fig. 3. — Variación de las propiedades texturales a lo largo del río del Oro. a: Tamaño (T), esfericidad (φ), redondez (ρ), platitud (PL) y C/B. b: Beométricidad (E: ecuanter; O: oblatos, P: prolados; L: laminares).

con la distancia y correlativo aumento de la platicidad (fig. 3 a), coincidentes con cierta disminución en el contenido de clastos ecuan-tes por incremento en el tenor de oblados aguas abajo (fig. 3 b). Los clastos más esféricos corresponden a la composición granítica, mientras que los menos esféricos (menor C/B y mayor platicidad) son los de psamitas y metamorfitas. Los individuos de vulcanitas poseen morfología intermedia. Cabe destacar que en el conjunto de los sedimentos fluviales detéctase incremento de clastos oblados en detrimento de ecuan-tes con el aumento de la granulometría.

El constante aporte de nuevas composiciones a la cuenca de drenaje puede enmascarar considerablemente las tendencias a cambios texturales producidas por los agentes de transporte. Con el objeto de eliminar tal perturbación, se utilizaron los valores de cada una de las propiedades, por estación, para clastos de composición granítica que se incorporan únicamente en cabeceras y se presentan a lo largo de la totalidad del perfil longitudinal del río del Oro (fig. 2). Este análisis sólo nos ha permitido advertir variaciones destacables en el comportamiento del tamaño y de la redondez de los clastos graníticos. En lo que atañe a la granulometría se advierte claramente brusca caída de valores en el primer tramo del río del Oro (hasta la estación 12) y en el último sector, comprendido por las estaciones 15 a 18. Por su parte, la redondez aumenta rápidamente al principio (aproximadamente de 0,46 a 0,66), luego se estabiliza, sufre caída de valores en el tramo medio y se incrementa en forma considerable hasta alcanzar una asíntota tope (0,70-0,75) en el sector inferior del río del Oro.

Desde el punto de vista interpretativo podemos señalar que la tan variada composición de las gravas estudiadas, así como los permanentes cambios con la distancia de transporte, son más el producto de factores geológicos y geomorfológicos que de los procesos hidrodinámicos. Por una parte, es necesario destacar que la mayor parte de los contactos entre unidades litoestratigráficas aparecen perpendicularmente al curso del río del Oro, de manera que la constitución de los terrenos drenados desde cabeceras a desembocadura, así como la litología de las gravas, varía en forma permanente: en cabeceras aparecen únicamente rocas pertenecientes a las Plutonitas del Cerro San Lorenzo, en el tramo medio-superior y medio el río pasa por zonas de metamorfitas de la Formación Río Lácteo y de Vulcanitas del cerro San Lorenzo, mien-

tras que en el inferior lo hace sobre la sucesión jurásico-cretácica. Por otro lado, un factor geomorfológico que también influye —y de manera notoria— en la constitución de los sedimentos está dado por la presencia de tributarios importantes, en especial a partir del tramo medio, que provocan fuertes modificaciones composicionales por sus aportes laterales de detritos; estos afluentes, que drenan terrenos de constitución litológica particular, acentúan la influencia de los cambios geológicos en la composición de las gravas estudiadas (Cf. fotog. 2 b y c). La importancia de los aportes laterales o contaminación composicional ya fue señalada por McCammon en 1961.

Sin embargo, la abundancia relativa de especies litológicas también puede estar determinada por la naturaleza de los detritos y por la hidrodinámica del río del Oro. Este es el caso del incremento en el tenor de clastos graníticos rojizos y correlativa merma de grises en el tramo superior, y el rápido decrecimiento en el contenido de metamórficos aguas abajo de la estación 2, fenómenos que deben atribuirse a la resistencia diferencial de las litologías a los procesos de desgaste y ruptura durante el transporte y, quizás en menor grado, a transporte selectivo.

Por otra parte, el tamaño de los clastos ha sido objeto de numerosos estudios en cauces anastomosados; para estos agentes se ha encontrado que el tamaño experimenta constante decrecimiento con la distancia de transporte (Unrug, 1957; Fahnestock, 1963; Embleton y King, 1968; Bradley *et al.*, 1972; Iriondo, 1973; Gustavson, 1974; Smith, 1974), rasgo que hemos detectado entre el sector de cabeceras y tramo medio-superior del río del Oro, donde la red de drenaje es típicamente anastomosada. En esta parte del curso, el citado río se comporta como un sistema cerrado, es decir sin la influencia manifiesta de tributarios de caudal considerable, hecho que permite cuantificar los cambios sedimentológicos que se producen como consecuencia de la hidrodinámica de la corriente. La disminución del tamaño de los clastos ha sido desde hace tiempo atribuida a dos procesos (Cf. Spalletti, 1972): transporte selectivo y desgaste. Dada la muy escasa distancia en la que se verifican importantes cambios de tamaño, es mucho más probable que el decrecimiento granulométrico sea consecuencia —como lo mencionaran Fahnestock (1963), Bradley *et al.* (1972) y Gustavson (1974)— del proceso de transporte selectivo, y guarde íntima relación con el

gradiente local y los cambios de pendiente según el perfil longitudinal del río (Cf. Fahnestock, *op. cit.*; Embleton y King, 1968).

Con todo, el comportamiento del tamaño de los clastos varía radicalmente a partir del tramo medio del río del Oro, donde el cauce recibe el aporte de gran cantidad de tributarios. La constante provisión lateral de nuevos componentes altera en forma notoria la tendencia verificada aguas arriba, de tal suerte que la granulometría de las gravas experimenta considerable incremento; cabe destacar que sólo vuelve a ser reducida de manera sustancial en el tramo deltaico, donde se reimulanta el diseño de drenaje anastomosado y los procesos de transporte selectivo por cambio de gradiente se tornan particularmente evidentes. El análisis de tamaño de clastos graníticos también nos ha permitido deducir que —al menos en el tramo pseudo-meandroso y en la última constricción del río del Oro— los procesos de transporte selectivo se presentan bajo esas condiciones dinámicas, pero que no alcanzan a superar la influencia de los aportes laterales en la composición granulométrica de las gravas de cauce.

El análisis morfométrico muestra a las claras la dependencia de la forma respecto a la litología, o que la forma depende esencialmente de la procedencia. Es de destacar que en algunas corrientes anastomosadas se ha detectado un proceso de transporte selectivo en base a forma (Unrug, 1957; Teruegi *et al.*, 1971; Spalletti, 1975 *c*); sin embargo, en el caso del río del Oro la falta de tendencias destacables a cambios morfológicos con la distancia no nos hace posible determinar la presencia de este proceso. El muy leve decrecimiento general de C/B y esfericidad con el transporte parece ser más una consecuencia de cambios geológicos en el área de drenaje o contaminación por aporte lateral de clastos metamórficos (filitas) a partir del tramo medio. Tan sólo, la mayor frecuencia de clastos oblados en las clases más gruesas de tamaño puede denotar una leve prevalencia de transporte selectivo en suspensión para las poblaciones de elevada granulometría.

Por último, la tendencia de la redondez a comportarse inversamente respecto al tamaño de los clastos permite deducir que en los sectores donde es más efectivo el transporte selectivo también lo es el proceso de abrasión o desgaste, del cual resulta un mayor valor de redondez. Justamente el aumento marcado de esta propiedad se produce en los sectores

proximal y terminal del río del Oro, donde —como lo mencionáramos— constituye un sistema anastomosado y cerrado, es decir libre del aporte de materiales exóticos a la línea de transporte principal. En otras secciones, en cambio, se nota cierta estabilidad y aún merma en los valores de redondez, comportamientos que se deben atribuir respectivamente al equilibrio entre desgaste y aporte lateral de individuos poco maduros o al predominio del aporte lateral de clastos angulosos. Se ha encontrado, además, que las especies litológicas lábiles, susceptibles de ser desgastadas fácilmente (metamorfitas y psamitas), son poco redondeadas (fotog. 2 *c*); este comportamiento, en apariencia anómalo, se debe seguramente a que la fuerte tendencia a la geométricidad oblada de estas variedades las hace más propensas a un transporte suspensivo, en el que el proceso de abrasión resulta inhibido.

En base al análisis del conjunto de evidencias anteriormente expuestas, es posible afirmar que en el caso del río del Oro los materiales psefíticos aparecen condicionados en lo esencial por los aportes laterales, en segundo término por el proceso de transporte selectivo, y por último por los fenómenos abrasivos que llevan al redondeamiento y, quizás, a variaciones menores en el tamaño y la forma de los fragmentos. Además, los cambios que son consecuencia de la hidrodinámica fluvial se hacen mucho más evidentes en los tramos donde la red de drenaje muestra diseño anastomosado (tramos superior, medio-superior y deltaico).

Sedimentología lacustre costera

La costa abierta del lago Pueyrredón está constituida por una playa típica de rodados, que se caracteriza por un conjunto de rasgos morfológicos bien definidos. Desde tierra firme y en dirección al cuerpo de agua se destaca: *a*) un berma o terraza chata de rodados, formado durante períodos de tormenta; *b*) un cordón psefítico paralelo a la costa; *c*) un tramo arenoso con guijas y guijarros dispersos o "sand run" que aparece permanentemente bañado por el oleaje; y *d*) una barra de material psefítico grueso, ubicada por debajo del nivel del agua. Estos rasgos han sido definidos y analizados en un trabajo anterior (Spalletti, 1975 *a*) y a cada uno de ellos le corresponde una estación de muestreo que hemos numerado 23, 24, 25 y 26 respectivamente (cuadro 3).

CUADRO 3: Resultados obtenidos para las estaciones lacustres

| Estación | LITOLOGIA (%) | | | | | | | | | | | TEXTURA | | | | | | | | | | |
|-------------------------|---------------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|--|---------|---|-----|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-----|--|
| | V | VP | M | PS | CG | GB | GR | GV | A | C | | DSØ | F | DSF | C/B | DSC/B | %E | %P | %L | %O | N | |
| 23 (berma) | 6,45 | 0,00 | 52,15 | 0,00 | 4,30 | 0,00 | 28,22 | 6,45 | 0,00 | 2,15 | | | | | | | 30,37 | 12,99 | 8,69 | 47,75 | 46 | |
| 24 (cordón pseftico) | 3,61 | 1,76 | 62,89 | 1,76 | 5,47 | 0,00 | 18,46 | 0,00 | 1,76 | 3,61 | | | | | | | 20,31 | 14,75 | 5,47 | 59,18 | 54 | |
| 25 ("sand run") | 9,96 | 0,00 | 59,96 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 19,92 | 0,00 | 0,00 | 9,96 | | | | | | | 19,92 | 9,96 | 19,92 | 50,00 | 10 | |
| 26 (barra) | 4,69 | 2,73 | 50,00 | 1,86 | 4,69 | 0,00 | 34,86 | 0,88 | 0,00 | 0,00 | | | | | | | 50,88 | 7,52 | 5,57 | 35,84 | 106 | |
| Promedio | 5,09 | 1,85 | 54,17 | 1,39 | 4,63 | 0,00 | 28,70 | 1,85 | 0,46 | 1,85 | | | | | | | 37,50 | 10,65 | 6,94 | 44,91 | 216 | |

Las mismas referencias que en cuadro 1.

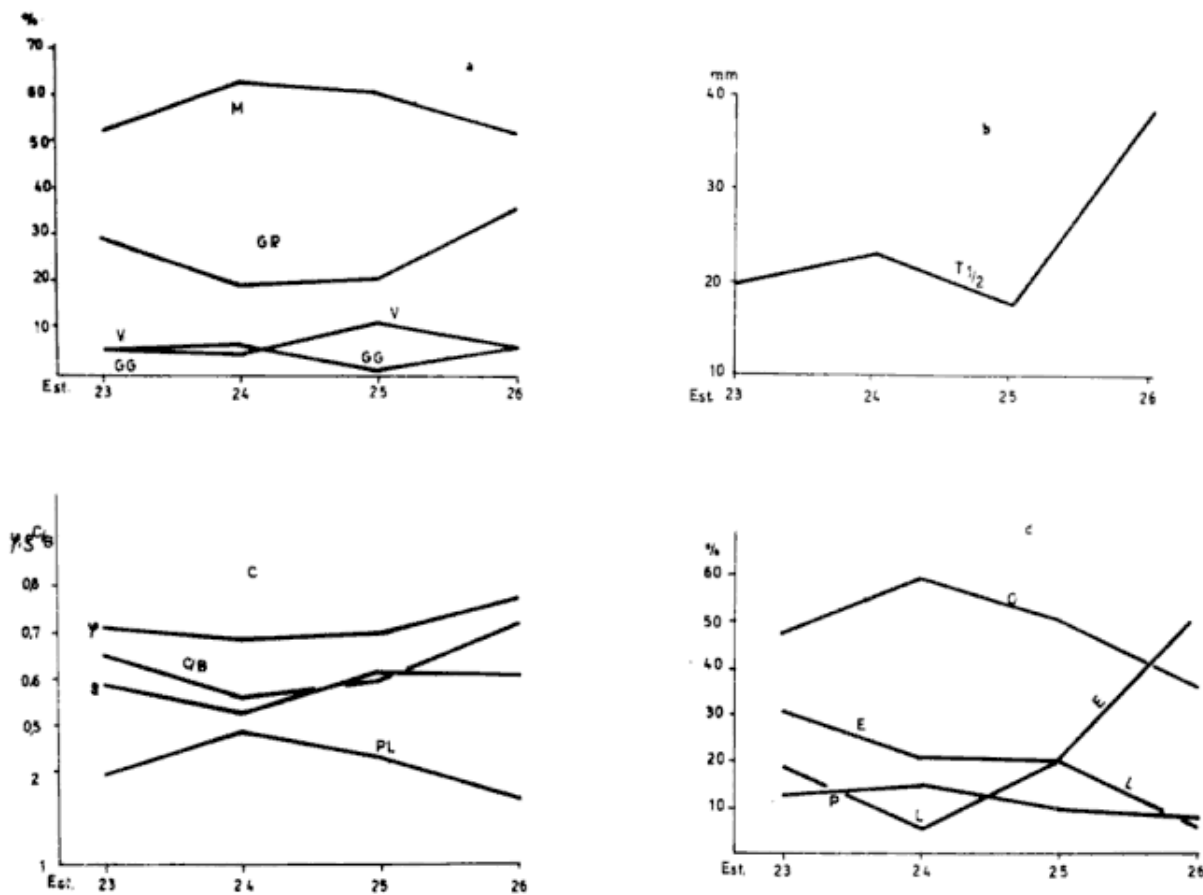


Fig. 4. — Variación de las propiedades estudiadas en la costa abierta del lago Pueyrredón. a: Composición litológica de las gravas; M: metamorfitas; GR: granitos rojizos; V: vulcanitas (C. San Lorenzo); GG: granitos grises. b: Tamaño. c: Esfericidad (φ), redondez (ρ), platicidad (PL) y C/B. d: Geometricidad (O: oblatos; E: ecuanter; P: prolados; L: laminares).

La litología de las pefitas lacustres es compleja, aunque se destacan notablemente los clastos de metamorfitas, seguidos por los de granitos; los individuos de Vulcanitas del Cerro San Lorenzo, de la Formación El Quemado y del Grupo Chubut (más Formación Kachaike) aparecen con tenores inferiores al 6%. Hay un par de litologías que muestran cambios entre estación y estación; los clastos de metamorfitas predominan en el cordón psefítico, mientras que los de granitos rojizos experimentan fuerte repunte en el sector de la barra sublacustre, sitio en el que la litología metamórfica revela fuerte decrecimiento porcentual (fig. 4 a, cuadro 3).

El tamaño medio de las gravas del lago Pueyrredón alcanza 30 mm (gravas medianas) y muestra considerables variaciones entre uno y otro punto de muestreo. Así, en el berma el tamaño es de 20 mm, en el cordón litoral asciende a 26 mm, luego decrece en el "sand run" a 16 mm, para incrementarse finalmente hasta los 37 mm en la barra subácuea (cuadro 3, fig. 4 b). De los principales tipos lito-

lógicos que componen los depósitos, se advierte que los de menor granulometría son los individuos pertenecientes a psamitas y metamorfitas (filitas), en tanto que los volcánicos —y preferentemente los de la Formación El Quemado— son los de mayor tamaño medio.

La redondez, por su parte, alcanza un promedio de 0,58; muestra cierta paridad en sus cifras entre berma, barra y "sand run" (0,60 aproximadamente), pero decrece en el cordón litoral, con media de 0,52 (cuadro 3, fig. 4 c). Asimismo, la redondez aumenta con la granulometría en los promedios para muestras lacustres, en tanto que los clastos de rocas graníticas y psamíticas se destacan por su mucho mejor redondeamiento respecto a los de vulcanitas y metamorfitas.

En cuanto a la forma de clastos, los cambios evidenciados entre las estaciones costeras son muy significativos. La geometricidad revela notable pico de ecuanter en la barra sublacustre y un máximo importante de oblatos en el cordón psefítico (fig. 4 d). El tenor de estas geometricidades opuestas

se hace parejo en el berma y "sand run"; este comportamiento queda claramente reflejado por la relación de geomericidad, que es alta en la barra, baja en el cordón e intermedia en los otros dos sedimentos litorales (cuadro 3). Para el total de muestras lacustres, la geomericidad general es OEPL y la relación de geomericidad vale 0,928. Con el aumento de granulometría se nota enriquecimiento marcado de ecuanes, en detrimento de oblados, y en cuanto a la litología merece destacarse que los clastos de psamitas, metamorfitas y vulcanitas son los más ricos en oblados, en tanto que los de granitos y vulcanitas porfíricas son los que poseen más alto contenido en ecuanes.

Correlativamente con estas variaciones de geomericidad, las otras propiedades morfo-métricas también experimentan cambios (cuadro 3, fig. 4 c). Así por ejemplo, es posible observar depresiones en los valores de esfericidad y C/B en el cordón litoral, mientras que se registra un máximo de sus cifras en la barra sublacustre; por el contrario, la platicidad muestra comportamiento opuesto. Con el aumento de granulometría es manifiesto el incremento de esfericidad y C/B y la pérdida de platicidad, en tanto que con la litología se advierten máximos de esfericidad y C/B en los clastos de granitos grises y rojizos, y de vulcanitas.

A través del presente estudio, hemos constatado que la región lacustre litoral es la que muestra los más interesantes cambios en las propiedades analizadas; cada rasgo geomorfológico está caracterizado, a su vez, por cifras discriminantes en el tamaño, morfología y redondez de sus clastos constituyentes. Este comportamiento tan particular de los rodados de playas fue detectado por varios autores, tanto en ambiente marino como lacustre (Cf. Spalletti y Lluch, 1973).

Tanto el modelado de las formas costeras como la constitución sedimentológica de las gravas, son el producto de la acción hidrodinámica ejercida principalmente por el oleaje (Johnson, 1919; Barrell, 1925; van Andel *et al.*, 1954). Este agente de transporte provoca cambios permanentes en los materiales mediante los mecanismos de transporte selectivo y abrasión (Landon, 1930), aunque se considera que el primero es el más importante (Pettijohn, 1931 *in* Martens, 1939; Bluck, 1967).

En nuestro caso, creemos que las características y distribución de las gravas son el resultado del proceso de transporte selectivo, aunque no descartamos el hecho de que —al

menos en parte— las propiedades texturales también hayan sido influenciadas por el desgaste¹. A continuación trataremos de detallar cuáles entendemos que son las evidencias que nos inducen a tal interpretación.

La distribución del tamaño permite apreciar que el sector de mayor energía cinética de la zona costera es el correspondiente a la barra sublacustre (ubicado coincidentemente con la línea de rompiente), ya que en ella es donde la granulometría de las gravas es más gruesa. Otro sector donde el tamaño aparece con valores relativamente elevados es el correspondiente al cordón litoral, producto de la acumulación de otro importante lote de sedimentos psefíticos. En cambio, el mínimo tamaño lo encontramos en la zona de "sand run"; sin embargo esta depresión no puede ser interpretada como una disminución en la competencia de las corrientes, sino que por el contrario se debe a que el "sand run" es un tramo de transporte de grava y no de depositación. Si bien de este análisis surge que el tamaño de los sedimentos es producto de sedimentación preferencial, la relación granulometría con litología sugiere la presencia del proceso de abrasión; en efecto, puede constatar que los componentes más finos son los de composición psamítica y metamórfica-filítica, es decir lo menos resistentes al mecanismo de desgaste.

Por su parte, la distribución de la forma (y de manera correlativa la de algunas variedades composicionales) revela —como lo han señalado numerosos investigadores (Cf. Bluck, 1967; Allen, 1970; Spalletti y Lluch, 1973)— la intensidad del proceso de transporte selectivo en base a morfología, tan típico de las zonas litorales marinas y lacustres. Es conocido que tanto la composición como la forma de los clastos litorales dependen primeramente del factor hereditario o roca proveedora (entre otros, Gregory, 1915; Cailleux, 1945). Con todo, estas formas y composiciones suelen sufrir en el ambiente un proceso de acomodamiento o depositación preferencial en determinados sectores, condicionados por los procesos hidrodinámicos que prevalezcan en cada uno de los sitios de sedimentación. En este sentido, es muy común advertir que la composición influye marcadamente en la forma de los clastos; en conse-

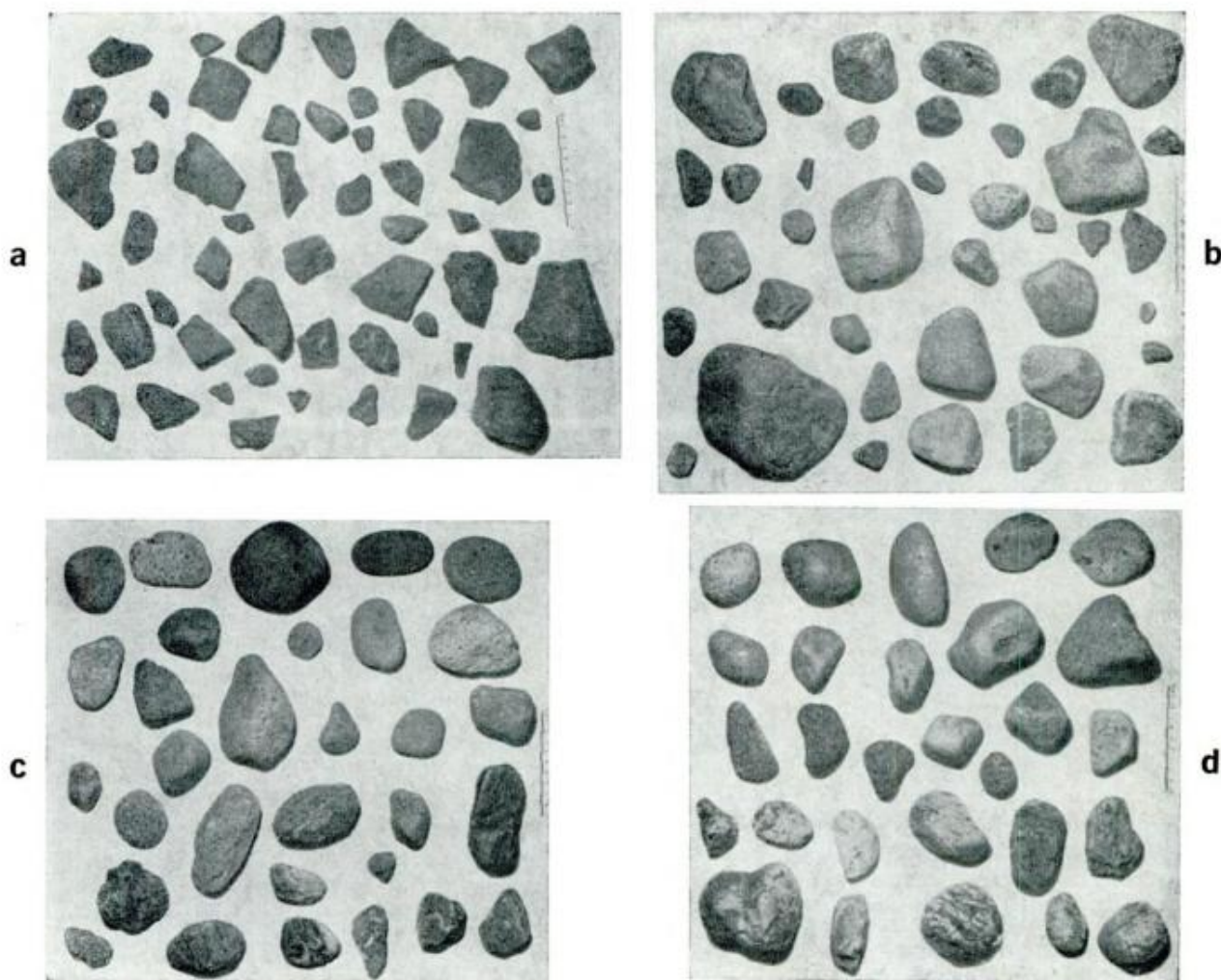
¹ Amplias referencias sobre la importancia del desgaste y del transporte selectivo en la modificación de la textura y composición de gravas actuales figuran en las contribuciones de Teruggi *—et al.* (1971), Spalletti (1972) y Spalletti y Lluch (1973).

cuencia, cuando se produce la citada deposición preferencial en base a morfología de los individuos, este cambio viene acompañado por una correlativa variación en la composición de los depósitos.

Para todas las propiedades morfométricas del ambiente litoral estudiado, se evidencia que la barra sublacustre se caracteriza por notable incremento en el tenor de clastos ecuanteros o esféricos junto a un fuerte repunte en la composición granítica (fotog. 2 d); en tanto, en el cordón litoral se detecta predominio notable de individuos metamórficos y alto contenido de la geométricidad oblada o aplanada. Este comportamiento tan particular obedece a razones hidrodinámicas; en la barra sublacustre el proceso fundamental de transporte es a partir de las rompientes y de las corrientes de resaca, que son de naturaleza tractiva, razón por la cual el depósito resultante aparece enriquecido en formas es-

féricas o de alta velocidad de sedimentación (Wadell, 1934; Bluck, 1967), que en nuestro caso se dan con mayor frecuencia en la composición granítica. Por el contrario, en el cordón litoral los clastos se acumulan al ser proyectados por las corrientes de saca mediante el mecanismo de suspensión (Bluck, *op. cit.*), del que resulta un proceso de sedimentación preferencial de formas obladas o de baja velocidad de deposición (Krumbein y Griffiths, 1938; van Andel *et al.*, 1954; Spalletti y Luch, 1973), que en nuestro caso aparecen más frecuentemente en la litología metamórfica. Cabe destacar que en relación al poder de transporte puede deducirse que los agentes más enérgicos son los de rompiente y corriente de resaca, pues se recordará que los depósitos de la barra sublacustre poseen la máxima granulometría.

Por otra parte, es necesario mencionar que la efectividad del desgaste puede ser valorada



Fot. 2: Aspecto de las gravas estudiadas; a: till de la estación 5 (morena terminal); b: río del Oro estación 13 (tramo medio-superior); c: río del Oro estación 14 (tramo inferior); d: lago Pueyrredón estación 26 (barra sublacustre).

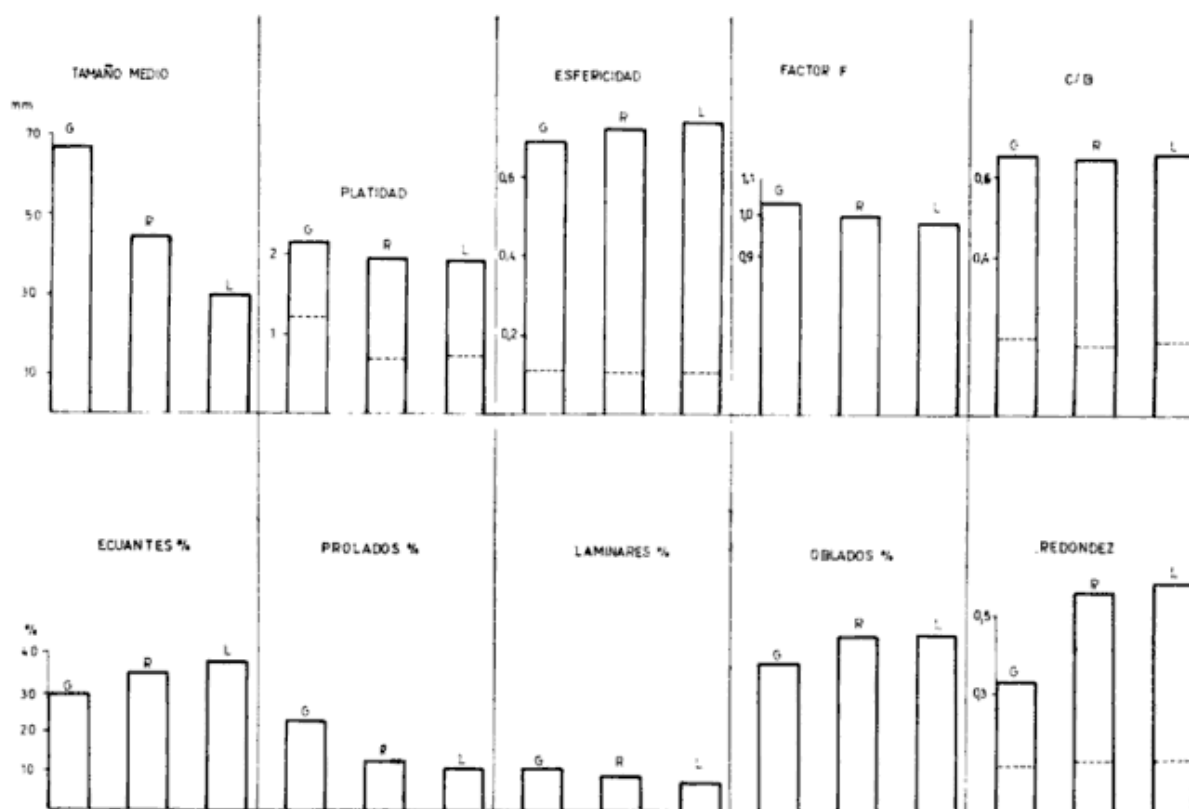


Fig. 5. — Comparación de los resultados obtenidos en las propiedades analizadas, por cada ambiente. Referencia: G: muestras glaciales; R: muestras fluviales; L: muestras lacustres (litorales); en línea de puntos está marcado el valor de las desviaciones standard.

con el empleo de la redondez. En nuestro caso las más bajas cifras se encuentran en el depósito de cordón litoral, donde el sedimento es producto de la acción de agentes suspensivos, en los que el proceso de abrasión es poco notorio; contrariamente, donde las corrientes fluidas fueron tractivas, los valores de redondez se incrementan de manera considerable. Además, del análisis redondez-litología puede inferirse que la primera es sensible a dos factores fundamentales: herencia y distancia (fluidez-tiempo). El hecho de que los clastos mejor redondeados sean los de psamitas —de naturaleza local— y los de granitos —procedentes del glaciar— nos permite deducir que en individuos de baja resistencia (psamitas) la asíntota de redondez se alcanza con suma rapidez y en cortas distancias, mientras que en los de alta resistencia (granitos) el buen grado de desgaste sólo se adquiere a través de un relativamente elevado valor del parámetro distancia-fluidez-tiempo.

Por último, es conveniente agregar que el berma exhibe un comportamiento sedimentológico intermedio entre lo observado en la barra sublacustre y cordón litoral, por lo que suponemos que las olas de tormenta —respon-

sables de su formación— tienen algo disminuida su capacidad de clasificar por textura a los componentes que transportan y depositan en el berma. También es intermedia la composición granulométrica y morfológica de la grava del "sand rum", debido a que en ese sector no se produce acumulación, sino que los clastos se encuentran "en tránsito" tanto hacia las zonas subaéreas (cordón litoral) como a las francamente subaéreas (barra).

Diferencias texturales entre los depósitos glaciales, fluviales y lacustres de la región estudiada

El estudio de los materiales psefíticos ha permitido diferenciar claramente a los sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte San Lorenzo. Con cada una de las propiedades se han obtenido valores discriminantes, ya sea para el conjunto de los clastos como para cada litología en particular. Si bien este comportamiento puede detectarse fácilmente con la observación de la figura 5 y la fotografía 2, es conveniente comentar —aunque más no sea en forma

breve— las variaciones encontradas en los distintos parámetros texturales.

En lo que atañe al tamaño medio de los individuos muestreados, se ha determinado considerable decrecimiento de sus cifras desde los depósitos glaciares a los fluviales y finalmente los lacustres (fig. 5), debido —en especial— a la intensificación de los procesos de transporte selectivo en los agentes fluvial anastomosado y litoral, que ya fueran comentados en los capítulos anteriores.

Las propiedades morfométricas también revelan notables cambios de depósito a depósito. Desde los sedimentos glaciares a los lacustres es evidente el incremento en las cifras promedio de esfericidad y el correlativo decrecimiento de platicidad y factor F, como consecuencia de la constante fluidización del medio de transporte (fig. 5). En cuanto a geomericidad es detectable la tendencia al incremento de ecuanes y oblatos con el aumento del transporte, y la brusca merma en el valor de la relación de geomericidad al pasar de las psefitas glaciares a las fluviales (fig. 5). Por su parte, las cifras de desviación standard de platicidad, esfericidad y C/B revelan el mejoramiento de la selección morfológica en los depósitos del río del Oro y de la costa del lago Pueyrredón, en relación con los depósitos glaciares, al incrementarse la fluidez de los agentes y por ende acentuarse el proceso de transporte y depositación preferencial en base a forma.

Cabe destacar, asimismo, que la redondez revela constante aumento desde el till a la grava costera, (fotog. 2), aunque el más importante cambio en la propiedad se detecta al comparar los depósitos glaciares con los fluviales (Cf. fig. 5). Este comportamiento muestra la ya comentada intensificación del proceso abrasivo al pasar desde los depósitos originados por el hielo a los que se forman por agentes ácuos de elevada fluidez. Contrariamente a lo que sucede con las otras propiedades morfométricas, la desviación standard de redondez muestra las cifras mínimas en el depósito glacial (Cf. cuadros 1, 2 y 3), por lo que puede deducirse que sus materiales son —además de menos redondeados— los de valores más parejos de la propiedad.

Por último, conviene agregar que la composición de las gravas es también una propiedad sumamente sensible para la diferenciación de los depósitos estudiados. En las muestras de till se encuentra una asociación eminentemente granítica, en tanto que en las restantes psefitas se incorporan fragmentos de muy variada litología, en razón de la ya

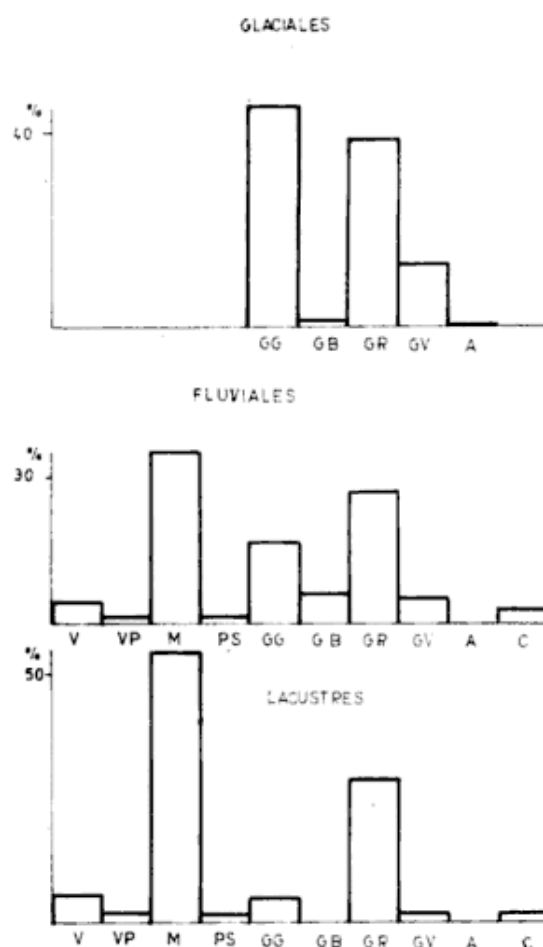


Fig. 6. — Comparación de la litología de las gravas en cada ambiente. Referencias: V: vulcanitas (C. San Lorenzo); VP: vulcanitas (F. Quemado); M: metamorfitas (F. Río Lácteo); PS: psamitas (F. Kachaike; Gr. Chubut); GG: granitos grises; GB: granitos blancos; GR: granitos rojizos; GV: granitos verdes; A: afanitas; C: "cuarcitas" (F. Río Lácteo).

señalada variación en las características del sustrato rocoso (fig. 6). Es de destacar, también, la notable pérdida de clastos graníticos grises con el incremento de la distancia, hecho que podría ser atribuido a su menor resistencia al proceso de transporte en relación con los individuos graníticos rojizos (Cf. fig. 6). Asimismo, es posible advertir que los depósitos lacustres aparecen enriquecidos en clastos poco resistentes de metamorfitas; su presencia en este ambiente de elevada energía nos induce a pensar en aportes externos a la cuenca imbrífera del río del Oro, por medio de corrientes litorales del lago Pueyrredón.

Conclusiones

Como fuera demostrado durante el desarrollo del trabajo, con el análisis textural han podido extraerse las siguientes conclusiones:

- 1 Los depósitos de till se caracterizan por su litología granítica, altos valores de tamaño y bajos de redondez. Los de morena activa se diferencian de los de morena inactiva por su mayor tenor en granitos grises, menor redondez y más baja esfericidad y C/B como consecuencia de su riqueza en formas oblatas y laminares. Del análisis textural se deduce que el hielo ha mantenido sus características de transporte con el tiempo y que no son muy notorios los efectos de degradación postdeposicional de las morenas inactivas. Se supone además que el traslado de los individuos fue con preferencia en glacial (y en menor grado subglacial) y que durante la formación de las hoy morenas inactivas, depósitos fluvio-glaciales previos aportaron parte de sus detritos a la masa de hielo.
- 2 El estudio de las gravas fluviales ha mostrado que los cambios geológicos de la cuenca de drenaje y la presencia de tributarios importantes, modifican sustancialmente la composición litológica y textural de los depósitos. No obstante, en los tramos donde el río del Oro se presenta con red anastomosada se han verificado cambios en las propiedades (tamaño y morfología) que se atribuyen a procesos de transporte selectivo y —en menor grado— al desgaste de los individuos al ser movidos por un medio de fluidez relativamente elevada.
- 3 En cuanto a las psefitas del ambiente litoral del lago Pueyrredón, se ha determinado que la distribución de tamaños y formas está en íntima relación con los procesos de transporte costero, en especial el oleaje. Las corrientes de resaca y las rompientes —de carácter tractivo— condicionan las características de los depósitos de la barra sublacustre, en tanto que las corrientes de saca —de tipo preferentemente suspensivo— originan los sedimentos que se acumulan en el cordón litoral. Los materiales del berma —de caracteres texturales intermedios— permiten inferir una menor capacidad de las olas de tormenta como agentes selectivos.
- 4 En base a los rasgos texturales y composicionales de los clastos de más de 16 mm se ha logrado una muy efectiva discriminación entre los depósitos glaciales, fluviales y lacustres de la región comprendida entre el cerro San Lorenzo y el lago Pueyrredón.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L. 1970 — *Physical processes of sedimentation*. Am Elsevier, Earth Sci., ser. 1, 248 p. New York.
- Anderson, R. C. 1955 — *Pebble lithology of the Marseilles till sheet in northeastern Illinois*. J. Geol., 63 (3): 228-243.
- Barrell, J. 1925 — *Marine and terrestrial conglomerates*. Geol. Soc. Am. Bull., 36: 279-342.
- Bluck, B. J. 1967 — *Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales*. J. Sed. Petrol., 37: 128-156.
- Bradley, W. C.; Fahnestock, R. K. y Rowehamp, E. T. 1972 — *Coarse sediment transport by flood waters on the Knik River, Alaska*. Geol. Soc. Am. Bull., 83: 1261-1284.
- Cailleux, A. 1945 — *Distinction des galets marins et fluviaux*. Geol. Soc. France, 5, (15): 375-404.
- Embleton, C. y King, C. A. M. 1968 — *Glacial and periglacial geomorphology*. E. Arnold Ltd., 608 p. London.
- Fahnestock, R. K. 1963 — *Morphology and hydrology of a glacial stream. White River, Mount Rainier, Washington*. U.S. Geol. Survey, prof. paper 422-A, 70 p.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C. 1965 — *Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XX (3): 273-325.
- Fidalgo, F. y Riggi, J. C. 1970 — *Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXV (4): 430-443.
- Flint, R. F. 1955 — *Pleistocene geology of eastern South Dakota*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 262, 173 p.
- Flint, R. F. 1957 — *Glacial and Pleistocene geology*. J. Wiley and sons, Inc. 553 p. N. York.
- Gregory, H. 1915 — *Note on the shape of pebbles*. Am. J. Sci, 4, (231): 300-304.
- Griffiths, J. C. 1967 — *Scientific method in analysis of sediments*. McGraw Hill, Earth and Planetary Sciences, 508 p. N. York.
- Gustavson, T. C. 1974 — *Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska*. J. Sed. Petrol., 44 (2): 374-389.
- Holmes, C. D. 1960 — *Evolution of till-stone shapes, central New York*. Geol. Soc. Am. Bull., 71 (11): 1645-1660.

- 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.
- Johnson, D. W. 1919 — *Shore processes and shoreline development*. Hafner, 584 p. N. York.
- Krumbein, W. C. 1933 — *Textural and lithological variations in glacial till*. J. Geol., 41 (4): 382-408.
- Krumbein, W. C. 1941 — *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. J. Sed. Petrol., 11: 64-72.
- Krumbein, W. C. y Griffiths, J. S. 1938 — *Beach environment in Little Sister Bay, Wisconsin*. Geol. Soc. Am. Bull. 59: 629-652.
- Landon, R. E. 1930 — *An analysis of beach pebble abrasion and transportation*. J. Geol., 38: 437-446.
- Leanza, A. F. 1972 — *Andes Patagónicos australes*. en Geología Regional Argentina: 689-706. Obra Centenario, Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Lluch, J. J. y Spalletti, L. A. 1976 — *Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXI (1): 23-32.
- Martens, J. H. C. 1939 — *Beaches*. In Recent Marine sediments. A symposium. Publ. Am. Assoc. Petrol. Geol.: 207-218.
- McCammon, R. B. 1961 — *Variation in pebble composition of Wisconsin outwash sediments on the Wabash Valley, Indiana*. J. Sed. Petrol., 31 (1): 73-79.
- Miro, R. C. 1967 — *Geología glaciaria y pre-glaciaria del Valle de Epuyén*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXII (3): 177-202.
- Nichols, R. L. y Miller, M. M. 1951 — *Glacial geology of Ameghino Valley, Lago Argentino, Patagonia*. Geog. Review, XLI (2): 274-294.
- Pettijohn, F. J. 1957 — *Sedimentary rocks*. Traduc. EUDEBA 1964 — 731 p.
- Riggi, J. C. 1955 — *Estudio geológico al sur de los lagos Pueyrredón y Posadas. Territorio de Santa Cruz*. Tesis Museo La Plata, nº 226 119 p.
- Riggi, 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.
- Riggi, J. C. y Fidalgo, F. 1971 — *A review of the Rodados Patagónicos problem*. In: Etudes sur le Quaternaire dans le monde. V (1), Assoc. Fr. Etud. Quat. Bull. Suppl., 4: 29-36.
- Sharp, R. P. 1949 — *Studies of superglacial debris on valley glaciers*. Am. J. Sci., 247, (5): 289-315.
- Slatt, R. M. 1971 — *Texture of ice-cored deposits from ten Alaskan valley glaciers*. J. Sed. Petrol., 41 (3): 828-834.
- Smith, N. D. 1974 — *Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream*. J. Geol., 82, (2): 205-224.
- Spalletti, L. A. 1972 — *Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) sec. Geol., VIII (66): 137-225.
- Spalletti, L. A. 1975 a — *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 (1): 17-43.
- Spalletti, L. A. 1975 b — *Estudio petrofábrico de sedimentos glaciales y fluviales de la región del cerro San Lorenzo (Pcia. de Santa Cruz)*. Actas VI Congr. Geol. Arg. (en prensa).
- Spalletti, L. A. 1975 c — *The axial ratio C/B as an indicator of shape selective transportation*. J. Sed. Petrol. (en prensa).
- Spalletti, L. A. y Gutiérrez, R. O. 1976 — *Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte San Lorenzo, provincia de Santa Cruz*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXI (2): 95-117.
- Spalletti, L. A. y Lluch, J. J. 1973 — *Estudio sedimentológico comparativo de los Rodados Patagónicos y del cordón pefítico del lago Pellegrini (Provincia de Río Negro)*. Asoc. Arg. Min. Petr. Sed. Rev., 4 (4): 105-141.
- Teruggi, M. E.; Mazzoni, M. M. y Spalletti, L. A. 1971 — *Sedimentología de las gravas del río Sarmiento (provincia de La Rioja)*. Rev. Mus. La Plata (nva. ser.) sec. Geol., VII: 77-146.
- Trefethen, J. M. y Trefethen, H. B. 1944 — *Lithology of the Kennebec valley Esker*. Am. J. Sci., 242 (10): 521-527.
- Unrug, R. 1957 — *Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec valley (Western Carpathians)*. Acta geol. Polónica, VII (2): 252-257.
- Van Andel, T. H.; Wiggers, A. J. y Maarleveld, E. G. 1954 — *Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands): a comparison of several methods of investigation*. J. Sed. Petrol., 24: 100-116.
- Wadell, H. 1934 — *The coefficient of resistance as a function of Reynolds number for solids of various shapes*. J. Franklin Inst., 217: 459-490.

Recibido: diciembre 17, 1975.

LAS ROCAS GRANITOIDES DE LA REGION DE CAFAYATE, PROVINCIA DE SALTA ASPECTOS PETROLOGICOS Y GEOQUIMICOS

CARLOS W. RAPELA

Cátedra de Geoquímica, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, U.N.L.P.

Resumen

Se consideran en este trabajo distintos aspectos petrológicos y geoquímicos de cuerpos granitoides emplazados a distintos niveles en el basamento metamórfico de Cafayate, cuya historia metamórfico-tectónica se describió en un trabajo anterior (Rapela, 1976). En base a criterios de yacencia se distinguen cuerpos sincinemáticos (Tonalita Tolombón), tardiocinémáticos (Granito Cafayate) y postcinemáticos (Granito Cerro Amarillo y Granodiorita Cuchiyaco), describiéndose las características petrográficas de los mismos y su composición modal.

La labor geoquímica se basó en el análisis químico de 57 muestras, en las que se determinó el contenido de elementos mayoritarios. Los diagramas de variación construidos con esos datos, además de la comparación con los resultados de la petrología experimental, sugieren que las rocas granitoides se originaron por anatexis de los paragneises de alto rango de la Sierra de Quilmes, y su composición modal y química es el resultado de equilibrios sólido-líquido. Evidencias petrográficas y químicas sugieren además que los granitoides sufrieron un aporte sódico en la fase final de su emplazamiento. Perfiles geoquímicos realizados en los cuerpos indican que el progreso de la evolución magmática se habría desarrollado con dirección predominante E-W, formando fases progresivamente más ácidas hacia el este.

1. Introducción

El basamento cristalino de la región de Cafayate está constituido por un conjunto de cuerpos plutónicos granitoides alojados en metamorfitas de origen sedimentario de grado metamórfico muy variado. El mapa geológico del área con la ubicación geográfica de las zonas metamórficas y los cuerpos principales fueron descritos en un trabajo anterior (Rapela, 1976, Fig. 1), por lo que las referencias geográficas se remiten al mismo. En dicha contribución se infirió además la existencia de tres episodios metamórfico-tectónicos dentro del basamento, caracterizado cada uno de ellos por una fase de deformación y un evento metamórfico regional.

Abstract

The petrology and geochemistry of granitoids intruded at different levels in the metamorphic basement of Cafayate, Salta, are here considered. The metamorphic and tectonic history were already described in a previous paper (Rapela, 1976). The bodies have been classified as syn late and post-kinematic granites according to their occurrence features; their petrographic characteristics and modal composition are also treated.

Chemical analysis of rocks were performed (57 samples); the major elements being investigated and the resulting variation diagrams compared. The results obtained were analysed in the light of experimental petrology data. It was clearly concluded that the studied granitoids were formed through anatexis of paragneisses and their modal and chemical composition was the result of a solid-liquid equilibrium. According to petrographic evidence it is suggested that some sodium was added during the final phase of granite emplacement. Geochemical measured sections along the bodies show that magmatic evolution could be developed in a predominant E-W direction with a more acid phases towards the east.

Todas las manifestaciones graníticas de Cafayate aparecen durante o con posterioridad al segundo episodio metamórfico-tectónico (E2). Así, mientras algunos cuerpos se han intruido contemporáneamente a la segunda fase de deformación (F2) —granitos sincinemáticos— o en su período final —granitos tardiocinémáticos—, otros se desarrollan con posterioridad a esa deformación (post. F2) —granitos postcinemáticos—. Vinculado a la intrusión de los granitos postcinemáticos y tardiocinémáticos se desarrolló un metamorfismo de contacto (M3) que alcanzó la facies de hornfels hornblendífero.

La edad probable de los plutones graníticos se discutió anteriormente (Rapela, *op.*

cit.) a partir de ocho dataciones radimétricas y a criterios de yacencia. En base a esas consideraciones se asignó una probable edad ordovícica a tres unidades (Tonalita Tolombón, Granito Cafayate y Granodiorita Cuchiyaco), en tanto que a una cuarta se le atribuyó con reservas una edad carbónica (Granito Cerro Amarillo).

El propósito de este trabajo es, aparte de la caracterización petrográfica de las distintas fases granitoides, determinar posibles líneas evolutivas entre las mismas, estudiar variaciones areales de elementos mayoritarios y por último hacer inferencias acerca de la génesis de la secuencia granítica.

2. Relaciones de campo y petrografía

En el área de Cafayate se han distinguido cuatro grupos de rocas plutónicas granitoides, con características petrográficas y de yacencia que las individualizan.

Dos de ellos son stocks de carácter netamente intrusivo, situados en la margen oriental del valle de Santa María, en una línea aproximadamente NE-SW y adosados al extremo septentrional de las Cumbres Calchaquies. De acuerdo con la especie litológica que predomina en cada uno de ellos se los ha denominado *Granito Cerro Amarillo* y *Granodiorita Cuchiyaco* respectivamente.

Las dos restantes unidades granitoides pertenecen a la Sierra de Quilmes, ubicada en la margen oriental del valle Calchaquí. La mayor de éstas, denominada *Granito Cafayate*, es un stock parcialmente concordante, elongado en dirección NNW, situado próximo a la ciudad de Cafayate. El grupo granitoide restante no es un cuerpo granítico definido y de grandes dimensiones como lo son las tres fases anteriores. Se trata en este caso de migmatitas de tipo homogéneo, que forman cuerpos pequeños de forma irregular aunque generalmente lenticular, regionalmente concordantes respecto de la estructura regional y situados preferencialmente en el área de Tolombón. A ese conjunto se lo designa colectivamente con el nombre de *Tonalita Tolombón*, en virtud de ser ésa su composición dominante.

2.1 Granito Cerro Amarillo

El Granito Cerro Amarillo, al igual que la Granodiorita Cuchiyaco intruyen discordantemente a las filitas moteadas y hornfels del Cerro Paranilla (granitos postcinemáticos

Marmo, 1971). En la parte norte del afloramiento las areniscas mesozoicas descansan discordantemente sobre el granito y las filitas moteadas de la Punilla. En el borde oriental del cuerpo, frente al río Las Chacras, retazos del Terciario se encuentran apoyados en discordancia sobre el granito.

Visto en planta, el cuerpo se aproxima en su forma a un rectángulo con sus vértices redondeados, disponiéndose el eje mayor del cuerpo en dirección NE-SW. La superficie aflorante es de aproximadamente 26 Km². El contacto con la roca de caja es neto, la línea de separación entre ambas unidades litológicas puede seguirse visualmente. En las proximidades del contacto, las filitas moteadas y esquistos cuarzosos del cerro Paranilla tienden a hacerse más macizos, indicando la presencia de un efecto térmico (metamorfismo de contacto M3, Rapela, 1976).

Petrografía

La roca predominante es un *granito biotítico-hornbléndico* de grano grueso, de color rosado claro a rosado violáceo en fractura fresca. La mayoría de las muestras toman carácter de porfiroides debido al desarrollo de cristales de feldepató alcalino (hasta 3-4 cm), que en algunos sectores por su dominancia, confieren al granito un aspecto pegmatítico. Los afloramientos se encuentran generalmente muy alterados, mostrando una pátina de color ocre-amarillento que es la característica megascópica distintiva de este stock granítico.

Composición mineralógica y textura: Los componentes félsicos son feldepató alcalino, cuarzo y plagioclasas, con un predominio general en ese orden. Como mafitos se encuentran biotita y menores cantidades de hornblenda; accesorios: apatita y circón; secundarios: clorita, muscovita, sericita, epidotos, magnetita y minerales del grupo de las arcillas. La composición modal se muestra en el Cuadro 1.

El feldepató alcalino es en la mayoría de los casos el félsico dominante. No tiene una ley de forma o tamaño definida, presentándose a veces como grandes fenocristales euedrales a subedrales de microclino microperitita, maclados según ley de Carlsbad. A menudo se presenta también sin forma definida, intersticial, caracterizado por perititas de tipo parche. Puede presentar también perititas de tipo vena que se diferencian netamente de las anteriores, siendo probablemente un producto de la desmezcla del mi-

CUADRO 1: Composición modal de las rocas granitoides

| | Granito Cerro Amarillo | | | | | | | | | | Granodiorita Cuchiyaco | | | | | | | | | |
|-------------|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------------------|------|------|------|------|------|--|--|--|--|
| | 7 | 9 | 15 | 50 | 51 | 52 | 53 | 57 | 33 | 34 | 37 | 39 | 80 | 138 | 140 | 145 | | | | |
| Feld. alc. | 23,4 | 36,9 | 46,8 | 37,7 | 60,5 | 53,8 | 39,4 | 40,1 | 21,7 | 19,2 | 16,6 | 7,2 | 1,8 | 9,2 | 9,5 | 3,2 | | | | |
| Plagioclasa | 54,6 | 34,5 | 23,3 | 38,2 | 8,9 | 23,8 | 5,7 | 32,9 | 47,7 | 44,5 | 40,3 | 48,3 | 47,0 | 38,6 | 54,9 | 46,3 | | | | |
| Cuarzo | 18,5 | 22,1 | 24,5 | 22,7 | 28,0 | 21,7 | 54,5 | 25,4 | 24,5 | 27,9 | 35,4 | 32,2 | 42,1 | 40,3 | 25,9 | 38,7 | | | | |
| Biotita | 3,4 | 5,6 | 5,1 | 1,2 | 2,6 | 0,6 | 0,5 | 1,4 | 5,1 | 5,7 | 4,8 | 9,7 | 6,1 | 10,2 | 8,3 | 9,0 | | | | |
| Muscovita | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,2 | 2,3 | 1,8 | 2,4 | 1,4 | 1,5 | 1,1 | 1,1 | | | | |
| Epidoto | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,7 | 0,3 | 0,9 | 0,2 | 1,0 | tr | 0,2 | 1,5 | | | | |
| Clorita | - | tr | - | tr | tr | tr | - | - | tr | 0,1 | 0,1 | tr | 0,1 | 0,2 | tr | 0,1 | | | | |
| Opacos | 0,1 | 0,1 | 0,1 | tr | tr | 0,1 | - | 0,2 | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | tr | | | | |
| Hornblenda | - | 0,8 | 0,1 | tr | 0,1 | tr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | | | |

| | Granito Cafayate | | | | | | | | | | Tonalita Tolombón | | | | | | | | | | |
|-------------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 239 | 242 | 243 | 244 | 246 | 248 | 249 | 253 | 254 | 257 | 153 | 152 | 206 | 104 | 27 | 229 | 232 | 207 | 212 | 212b | 213 |
| Feld. alc. | tr | - | 18,9 | 3,4 | 7,1 | 22,4 | 12,2 | 15,4 | 21,6 | 3,6 | 23,8 | 23,2 | 17,9 | 35,2 | - | tr | 2,5 | 9,8 | - | - | tr |
| Plagioclasa | 56,1 | 54,5 | 38,3 | 44,1 | 51,2 | 31,9 | 40,4 | 44,1 | 39,6 | 45,3 | 32,3 | 34,3 | 45,0 | 25,5 | 48,8 | 49,0 | 49,0 | 45,0 | 55,9 | 43,4 | 44,6 |
| Cuarzo | 25,9 | 21,7 | 32,6 | 35,3 | 29,3 | 34,0 | 40,9 | 33,2 | 25,3 | 35,5 | 31,9 | 38,3 | 29,3 | 32,1 | 39,0 | 36,1 | 35,1 | 33,8 | 25,7 | 39,8 | 37,9 |
| Biotita | 15,4 | 15,9 | 6,0 | 14,4 | 9,3 | 3,4 | 2,2 | 1,4 | 2,2 | 10,4 | 4,6 | - | 3,8 | 4,0 | 6,7 | 8,9 | 7,9 | 5,1 | 11,9 | 10,8 | 12,7 |
| Muscovita | 1,8 | - | 4,2 | 2,6 | 2,6 | 8,3 | 4,2 | 5,9 | 11,2 | 5,1 | 7,3 | 4,2 | 2,7 | 3,0 | 3,3 | 2,7 | 3,1 | 4,5 | - | 5,9 | 4,7 |
| Epidoto | 0,8 | 5,1 | - | 0,2 | 0,4 | - | - | tr | - | - | 0,1 | tr | 1,2 | - | 2,1 | 3,4 | 2,4 | 1,8 | 3,2 | - | - |
| Clorita | - | 1,1 | tr | tr | tr | tr | - | - | - | 0,1 | tr | - | - | 0,1 | tr | tr | - | - | 1,8 | tr | - |
| Opacos | tr | 1,6 | tr | tr | 0,1 | tr | tr | tr | 0,1 | tr | tr | - | tr | 0,1 | tr | tr | tr | tr | 1,5 | 0,1 | 0,1 |
| Hornblenda | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

neral. La alteración en productos arcillosos no es uniforme, distribuyéndose irregularmente por el mineral.

Las plagioclasas se encuentran en menor proporción dentro de las muestras analizadas (con excepción de las muestras N° 7 y 50). Se presentan en cristales subedrales de tamaño variable (0,5-10 mm) con maclas de Albita, Carlsbad-Albita, Albita-Periclino (poco comunes) y sin maclas, comunmente zonadas (zonación directa). La mayoría de los cristales están alterados en muscovita y sericita. La alteración es más intensa en el centro del cristal que en la periferia, hecho vinculado a la zonación directa de los cristales. La medida de los ángulos de extinción en maclas de Albita y Carlsbad-Albita las identifica como andesinas ácidas (An 30-34).

A menudo los cristales de plagioclasa presentan la característica de tener un borde irregular de plagioclasa ácida (albita-oligoclasa), denotando un desarrollo posterior del feldespato sódico.

Algunas muestras (7 y 15) presentan intercrecimientos gráficos en las plagioclasas, característica petrográfica poco común. El caso más notable es el de la muestra N° 7, donde sobre un cristal de plagioclasa de 10 mm de tamaño con maclas de Carlsbad y de Albita en forma de "tablero de ajedrez" se desarrolla un intercrecimiento gráfico típico. Estos intercrecimientos se desarrollan de preferencia en cristales mayores de plagioclasas con la macla de forma de "tablero", macla que a menudo se la vincula a metasomatismos sódicos sobre feldespatos potásicos preexistentes (Spry, 1969).

En algunas muestras (15, 7, 9) aparece un anfíbol del grupo de la hornblenda como máfico acompañante de la biotita, aunque en menor proporción que ésta. En los restantes preparados analizados no se observó la presencia de este mineral, aunque la pseudomorfosis de algunos agregados cloríticos sugieren que puede haber estado como mineral original. Se presenta asociado con biotita, en individuos de tamaño entre 0,5 y 2 mm. A menudo los cristales presentan maclas, y pleocroismo verde oscuro a castaño, $\gamma_c = 17^\circ$, $2V = 75^\circ$.

2.2. Granodiorita Cuchiyaco

La Granodiorita Cuchiyaco yace en forma de stock, intruyendo discordantemente a los hornfels y filitas moteadas del cerro Paranilla. El eje mayor del cuerpo tiene dirección

NE-SW, características que coincide con la similar del stock que forma el Granito Cerro Amarillo.

El contacto entre el stock y las rocas metamórficas es neto. Las rocas de caja están fracturadas en el contacto y penetradas por apófisis graníticas. En numerosos casos fueron encontrados xenolitos de la roca de caja dentro del cuerpo granítico y con preferencia cerca de los contactos. Al igual que en el Granito Cerro Amarillo, las filitas y esquistos del Cerro Paranilla tienden a hacerse menos esquistosos cerca de los contactos.

Petrografía:

La roca dominante es una *granodiorita biotítica-muscovítica* de color gris rosado claro y de grano mediano. Facies marginales del cuerpo se hacen transicionales composicionalmente a tonalitas. La roca en general no presenta alteraciones superficiales mayores, contrastando en este aspecto con el Granito Cerro Amarillo.

Composición mineralógica y textura: Los componentes félsicos son plagioclasas, cuarzo y feldespato alcalino (microclino), con un predominio general en ese orden. Los componentes máficos son biotita y muscovita. Minerales secundarios: cloritas, muscovita (secundaria), magnetita, epidotos y productos arcillosos. Como minerales accesorios se encuentran apatita y circón. La textura es granuda hipidiomorfa. La composición modal se muestra en el Cuadro 1.

La plagioclasa se presenta en forma de cristales tabulares subedrales, de tamaño variable (0,5-4 mm). La mayoría de los individuos tiene zonación normal, con maclas de Albita, Carlsbad-Albita y Periclino-Albita. Se encuentra generalmente muy alterada en sericita y muscovita, productos que son acompañados a veces por epidotos (pistacita). La alteración es mucho más intensa en el centro de los cristales que en la periferia, acompañando a la zonación composicional. En los bordes en contacto con el feldespato alcalino es común encontrar estructuras mirmequíticas. La composición calculada a partir de los ángulos de extinción en maclas de Albita y Carlsbad-Albita en las plagioclasas zonadas es de An 32 en los núcleos y An 22 en los bordes, es decir variando de andesina ácida a oligoclasa básica. Algunos cristales de plagioclasa presentan bordes de un espesor variable de una plagioclasa de composición más ácida sin ningún tipo de maclas, encon-

trándose a veces como finos agregados granulares.

El feldespato alcalino se presenta como una masa anedral de microclino, rodeando a los cristales de plagioclasa y biotita o apareciendo intersticialmente entre ellos. Se encuentra muy poco alterado, observándose además la presencia de pertitas de escaso tamaño (0,05-0,3 mm) de forma y distribución irregular.

La biotita se encuentra a menudo desferizada o alterada en cloritas (pennina) y epidotos (pistacita), estos últimos formando cristales individuales de buen desarrollo.

Rocas filoneanas: Intruyendo al stock aparecen dos tipos de rocas filoneanas perfectamente diferenciables, por un lado rocas claras de filiación aplítica y por el otro rocas oscuras de tipo lamprófiro (camptonitas). Ambas se presentan en forma de dique discordantes que intruyen a la Granodiorita Cuchiyaco. Su número es escaso (se observó un solo dique de lamprófiro de 50 cm de potencia al sur del stock y dos diques de aplita en su borde noroccidental).

2.3 Granito Cafayate

Tres kilómetros al oeste de la ciudad de Cafayate se encuentra un cuerpo granitoide parcialmente concordante, de forma elongada, con su eje mayor en dirección NNW. El cuerpo se extiende con esa dirección desde 2 km al norte del río Yacochuya hasta 4 km al norte de la Qda. del río Tolombón, teniendo un largo aproximado de 16 kilómetros. El contacto oriental y septentrional del cuerpo con las rocas metamórficas es neto, mientras que el contacto occidental y meridional es difuso y en algunos casos transicional (granito tardiocinemático). Debe hacerse notar aquí, que las rocas metamórficas en los contactos son de diferente naturaleza. Cuando el contacto es neto (borde oriental y septentrional) las metamorfitas son filitas, esquistos y gneises que tienen una esquistosidad predominante de rumbo NNW que coincide con la elongación mayor del cuerpo. Cuando el contacto es difuso (borde occidental y meridional), las rocas metamórficas son de alto rango (gneises y migmatitas), manteniendo una foliación con rumbo NNW. Las rocas transicionales son migmatitas, principalmente de tipo epibolítico y diadicítico, descriptas con detalle en un trabajo anterior (Rapela, 1976).

Petrografía

El stock de Cafayate tiene una gran variedad composicional dentro del espectro granitoide, que abarca desde las tonalitas (sin feldespato alcalino) hasta los granitos, siendo esta última especie litológica levemente predominante sobre el resto. El color varía de un gris verdoso en las tonalitas a un rosado claro o rosado violáceo (en rocas alteradas) en los granitos, observándose transiciones graduales entre estos dos tipos extremos. El tamaño de grano también es función de la composición, aumentando desde las tonalitas (0,5-1,0 mm) a los granitos (2-5 mm). Las variedades de composición granítica suelen tener alteraciones superficiales blanco-amari lentas de minerales arcillosos.

Composición mineralógica y textura: Los componentes félsicos son plagioclasas, cuarzo y feldespato alcalino (microclino), con predominio variable de las tres especies. Como mafitos se encuentran biotita y muscovita. Accesorios: circón, apatita y calcita. Secundarios: magnetita, epidotos, muscovita, clorita y productos arcillosos. La textura es granuda hipidiomorfa. La composición modal se muestra en el Cuadro 1.

La plagioclasa aparece en cristales de forma y tamaño variable (0,2-0,4 mm). Los individuos se encuentran zonados (zonación normal) y maclados (Albita, Carlsbad-Albita y Periclino-Albita), aunque algunos cristales carecen de ellas. Determinados individuos mayores tienen una zonación por sectores, independientes unos de otros, núcleos que parecieran provenir de antiguos cristales de plagioclasas englobados en una fase más tardía por una nueva plagioclasa de composición más ácida. Este tipo de cristal mayor forma a veces un típico cuadrículado en forma de "tablero de ajedrez". La alteración más frecuente es en sericita y muscovita, menos comúnmente en epidotos.

La composición de la plagioclasa es variable, observándose una tendencia a disminuir el contenido de An al aumentar el tenor de feldespato alcalino modal. Así, en rocas de composición tonalítica, las plagioclasas medidas variaban de An 36 a An 42, mientras que en las de composición granítica eran de An 26 a An 31, con transiciones entre estos dos tipos extremos. En toda la serie de rocas (tonalita-granito) se verificó también la presencia de una plagioclasa de composición An 26-28 que aparece intersticialmente en forma de cristales menores, frescos, creciendo a veces en los bordes de la plagioclasa

más antigua en continuidad óptica con la misma. Esta plagioclasa de 2da. generación es generalmente difícil de distinguir de las de 1ra. generación en las rocas del extremo granítico de la serie, en virtud de la similitud composicional —de las dos generaciones— en ese extremo.

El feldespato alcalino (microclino) manifiesta grandes variaciones modales en el stock que se describe, que varían desde 35% en los granitos hasta desaparecer prácticamente en las tonalitas. Se presenta en cristales anedrales de tamaño variable, aunque aumentando siempre hacia las rocas de composición granítica. Lo singulariza una pertita de tipo "llama", que muestra transiciones al tipo "vena". La aparición de la macla de microclino es irregular, apareciendo y desapareciendo en el mismo individuo. En los contactos con las plagioclasas se producen estructuras mirmequíticas que inician un proceso continuado por antipertitas tipo "parche".

La biotita forma entre el 15,9 y el 1,4%, de las muestras analizadas, concentrándose de preferencia en las rocas tonalíticas de la secuencia granitoide. Se la encuentra fresca o parcialmente alterada en cloritas, magnetita y pistacita.

La muscovita acompaña a la biotita intercalándose entre sus folias. Las composiciones modales del Cuadro 1 indican la existencia de una tendencia al aumento de muscovita, al crecer la cantidad de feldespato alcalino en las rocas. De esta manera, mientras que en las tonalitas predomina la biotita como mafito, en las rocas de composición granítica la situación se invierte predominando —con algunas excepciones— la muscovita sobre la biotita. Las folias de muscovita a menudo aparecen curvadas y fracturadas indicando que la roca fue sometida a deformaciones. El efecto de molienda se evidencia en la estructura de mortero que poseen algunas muestras, extinción ondulante en los granos de cuarzo, fracturación y macas curvadas en las plagioclasas, etc.

2.4 Tonalita Tolombón

En toda la zona de alto metamorfismo de la Sierra de Quilmes, y principalmente en la quebrada del río Tolombón, 4 km al oeste del pueblo de Tolombón, afloran en forma dispersa —aunque siempre relacionados con rocas migmatíticas— cuerpos irregulares de

escaso tamaño, generalmente lenticulares, constituidos por rocas de aspecto granitoide.

Su vinculación con las rocas migmatíticas propiamente dichas es evidente, conservando en algunos casos trazas de la foliación primitiva. En sentido estricto, estas rocas serían migmatitas del tipo anatexita o nebulita. Generalmente forman lentes de escaso espesor, que aunque regionalmente son concordantes con la foliación, pueden localmente ser discordantes con la misma —granitos sincinemáticos—.

Aunque como ya se manifestó los cuerpos son de escaso tamaño (de centímetros a 2-3 m), se localizó un integrante aislado de este grupo intruido en gneises, situado sobre la ruta Nac. N° 40, 10 Km al S de Cafayate. Dicho afloramiento tiene una extensión N-S de 500m, con un espesor aproximado de 200 metros.

Petrografía

La roca predominante es una *tonalita biotítica-muscovítica* color gris claro a gris verdoso claro, de tamaño de grano variable (aumenta a medida que crece la cantidad de feldespato alcalino, desde fino-mediano en las tonalitas hasta mediano-grueso en las granodioritas). El aumento de tamaño de grano va acompañado generalmente de un cambio de color hacia el gris rosado. Algunas variedades de grano grueso presentan una foliación difusa dada por la orientación de filossilicatos.

El aspecto general de la roca —color, composición y tamaño de grano— es muy semejante al de las porciones más básicas (tonalitas y granodioritas) del Granito Cafayate, por lo que resulta sumamente dificultoso individualizarlos en rocas de mano.

Composición mineralógica y textura: Los minerales félsicos presentes son plagioclasas, feldespato alcalino (microclino) y cuarzo. Como mafitos se encuentran biotita y muscovita. Accesorios: apatita y circón. Secundarios: sericita, epidotos (zoisita y pistacita), magnetita, clorita y productos arcillosos. La textura es granuda hipidiomorfa. La composición modal se muestra en el Cuadro 1.

Las plagioclasas se presentan en cristales subedrales, zonados y maclados (Albita, Carlsbad-Albita y Periclino-Albita). Si bien la mayoría de las zonaciones encontradas son directas, es frecuente hallar también cristales con zonación inversa y núcleos zonales independientes. Los individuos aparecen regular-

mente alterados en muscovita, alteración que a veces sigue los planos de clivaje de la plagioclasa. La composición, determinado a partir de la medida de ángulos de extinción en macla de Albita con platina universal, indica que en las tonalitas los núcleos de las plagioclasas son de An 43, que decrece hacia los bordes (An 28). Las rocas que contienen feldespato alcalino (granodioritas y algunas tonalitas) poseen en general una plagioclasa más ácida —en los núcleos de las plagioclasas zonales no supera An 33— siendo normalmente inferior a esa composición. En numerosos casos las maclas aparecen deformadas y curvadas por efectos tectónicos.

El microlino se encuentra en escasa proporción, con máximo de hasta 9,8 % en las facies transicionales a granodioritas. Lo más común es que falte completamente o se lo encuentre intersticialmente entre cristales mayores. La macla de microlino es difusa en la mayoría de los individuos, y falta completamente en otros. Es característica la pertita tipo "llama" que tiene iguales características a las similares de los feldespatos del Granito Cafayate.

La biotita varía entre 12,8 y 5,1 %. En las folias de este mineral se encuentran comúnmente muscovita y epidoto. Estas folias poseen generalmente una orientación incipiente que recuerdan a texturas lepidoblásticas poco marcadas de rocas metamórficas.

2.5 Composición de las plagioclasas

La composición de las plagioclasas en los cuerpos granitoides y en las rocas metamórficas de Cafayate se determinó con platina universal (Método Rittmann-Ebert; Tröger, 1959).

Una característica común a todas las unidades graníticas es la variación en composición (en rangos estrechos) de las plagioclasas dentro de los mismos. Se observó además que dichas variaciones están relacionadas con el contenido de feldespato potásico modal. Así, los núcleos de los cristales zonados de las variedades tonalíticas tienen una composición más básica (An 36-43) que los similares de rocas graníticas y granodioríticas (An 30-32). De esta forma el promedio general dentro de cada cuerpo es una función que depende de la variedad petrográfica que predomina en el mismo.

En la Fig. 1 se representó en un gráfico de porcentajes de frecuencias el contenido de An en las plagioclasas de las rocas granitoides y a los efectos de comparación el similar para las rocas metamórficas de Cafayate. En la misma se observa que los granitoides tienen una moda bien definida (An 30-32) que corresponde a una andesina ácida y una moda secundaria (An 40-42) mucho menos insinuada en el rango de las andesinas básicas. La moda secundaria la conforman —según lo expresado más arriba— las variedades tonalíticas de los distintos cuerpos graníticos.

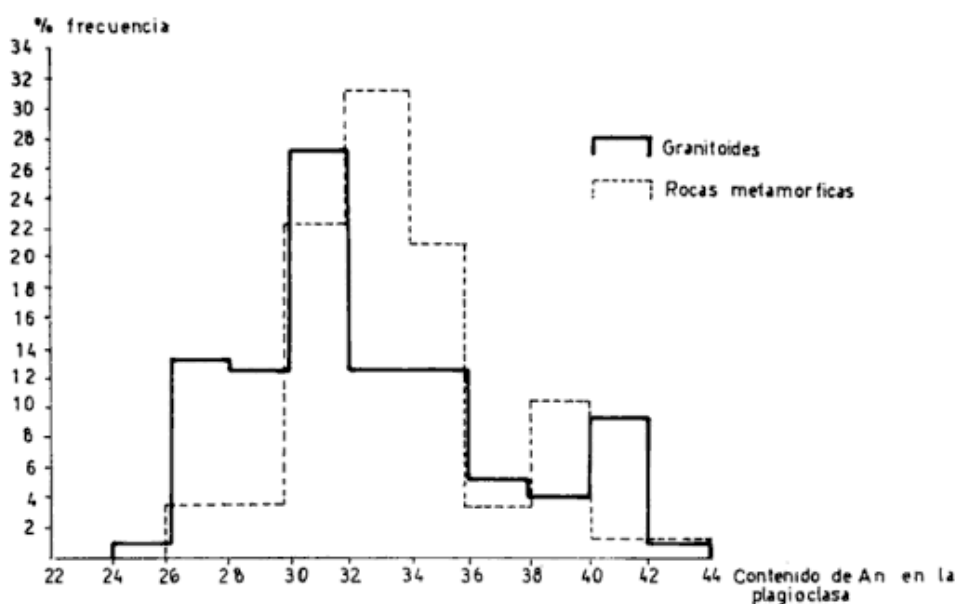


Fig. 1. — Histogramas de porcentajes de frecuencia del contenido de An en las plagioclasas de las rocas granitoides y metamórficas de Cafayate.

La distribución en las rocas metamórficas (Fig. 1) muestra límites de fluctuación prácticamente iguales a los de las plagioclasas de las rocas graníticas. El rango total de variación es en ambas distribuciones relativamente poco amplio (oligoclasa básica-andesina básica). La moda de las metamorfitas (An 32-34) se encuentra muy próxima a la de las rocas graníticas y desplazada levemente hacia los valores más altos.

Debe aclararse aquí que en los cuatro grupos granitoides se encontraron evidencias de una segunda generación de plagioclasas, de naturaleza intersticial, sin maclas, y con una composición determinada a partir de la medida de índice de refracción de albíta-oligoclasa.

Mehnert (1968; p. 258-262), al describir los tipos y la composición de las plagioclasas de los movilizados anatéticos les atribuye las siguientes características:

- La diferencia entre la composición de las plagioclasas de los movilizados anatéticos y las rocas metamórficas originarias es en general exigua, teniendo los primeros, plagioclasas ligeramente más ácidas que las de las segundas.
- En general, cuando los cristales son zonados, la diferencia de composición entre el núcleo y las sucesivas capas es pequeña.
- Las variaciones en el contenido de An en las rocas anatéticas son relativamente pequeñas.

Todas estas características estructurales y composicionales fueron encontradas en las plagioclasas de las rocas graníticas y metamórficas de Cafayate, según se vio anteriormente.

2.6 Composición modal de los cuerpos granitoides

En el Cuadro 1 se muestran los análisis modales realizados sobre 37 cortes delgados de rocas graníticas. Las determinaciones se llevaron a cabo con un contador de puntos Swift, a razón de un promedio de 1000 puntos por corte delgado.

Los análisis modales fueron volcados en un diagrama triangular Q = cuarzo; A = feldespatos alcalinos; P = plagioclasas, en el que se han marcado también los límites clasificatorios para rocas plutónicas propuestos por la IUGS *Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks* (Streckeisen, 1974), Fig. 2a. Según se observa en esta figura, ninguna de las fases granitoides es homogénea composicionalmente, verificándose transiciones graduales —en rocas de la misma fase— de una especie litológica a otra, tratándose entonces de cuerpos compuestos. Así, el Granito Cerro Amarillo es transicional hacia las cuarzomonzodioritas y las cuarzosenitas; la Granodiorita Cuchiyaco es transicional hacia las tonalitas; la Tonalita Tolombón es transicional a las granodioritas, etc.

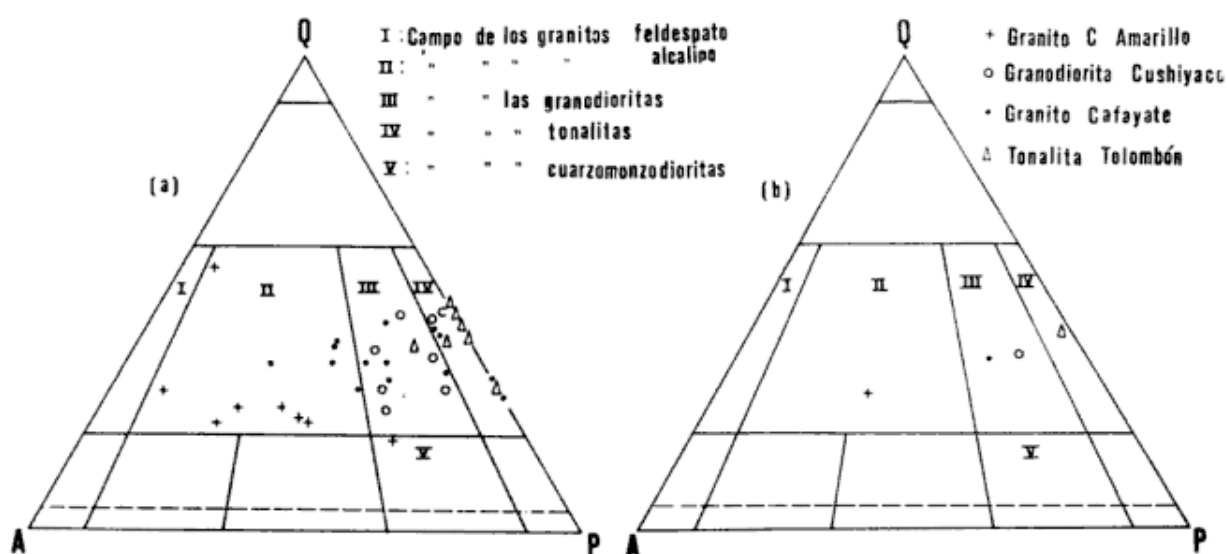


Fig. 2. — Composición modal Q:A:P de las unidades granitoides: Q = cuarzo; A = feldespatos alcalinos; P = plagioclasas. La Fig. 2b muestra la composición promedio. En ambas figuras se marcaron los límites clasificatorios para rocas plutónicas tomados de Streckeisen (1974).

CUADRO 2: Composición química del Granito Cerro Amarillo

| (%) | 7 | 8 | 9 | 10 | 15 | 16 | 17 | 50 | 51 | 52 | 54 | 57 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 67,72 | 64,71 | 66,13 | 69,07 | 69,87 | 71,81 | 72,42 | 74,81 | 73,24 | 73,16 | 72,59 | 75,09 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,18 | 0,20 | 0,32 | 0,20 | 0,20 | 0,24 | 0,16 | 0,08 | 0,06 | 0,12 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 18,39 | 19,36 | 18,32 | 16,10 | 16,67 | 15,37 | 15,00 | 12,34 | 14,54 | 14,60 | 14,74 | 14,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,23 | 1,38 | 0,81 | 0,62 | 1,48 | 0,21 | 0,92 | 0,98 | 0,58 | 0,82 | 1,45 | 0,30 |
| FeO | 1,08 | 1,51 | 2,15 | 1,74 | 0,86 | 0,83 | 1,10 | 1,04 | 0,75 | 0,93 | 0,34 | 0,75 |
| MnO | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| MgO | 0,44 | 0,58 | 0,64 | 0,61 | 0,35 | 0,22 | 0,27 | 0,40 | 0,31 | 0,25 | 0,13 | 0,13 |
| CaO | 1,40 | 1,62 | 1,85 | 1,32 | 0,68 | 0,68 | 0,68 | 1,00 | 0,78 | 0,74 | 0,57 | 0,78 |
| Na ₂ O | 4,56 | 4,61 | 4,42 | 4,24 | 4,21 | 3,90 | 3,64 | 3,16 | 3,26 | 3,65 | 3,12 | 3,12 |
| K ₂ O | 4,05 | 4,93 | 4,48 | 4,50 | 4,74 | 5,84 | 5,16 | 5,02 | 5,70 | 5,06 | 5,70 | 5,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,13 | 0,16 | 0,09 | 0,16 | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,04 |
| H ₂ O ⁻ | 0,16 | 0,10 | 0,09 | 0,16 | 0,09 | 0,08 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,09 | 0,15 | 0,06 |
| H ₂ O ⁺ | 0,86 | 0,81 | 0,77 | 1,20 | 0,76 | 0,61 | 0,55 | 0,49 | 0,68 | 0,57 | 1,10 | 0,52 |
| Total | 100,22 | 99,97 | 100,08 | 100,02 | 100,09 | 99,85 | 100,14 | 99,55 | 100,03 | 100,01 | 100,12 | 99,98 |

CUADRO 3: Composición química de la Granodiorita Cuchiyaco

| (%) | 31 | 33 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 77 | 80 | 138 | 140 | 144 | 145 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 70,76 | 69,12 | 68,38 | 70,12 | 69,37 | 70,36 | 68,79 | 68,54 | 69,01 | 69,92 | 68,74 | 68,27 | 66,06 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,14 | 0,14 | 0,18 | 0,24 |
| Al ₂ O ₃ | 16,70 | 17,61 | 17,61 | 16,99 | 17,45 | 16,79 | 17,58 | 17,89 | 17,11 | 16,56 | 17,50 | 18,22 | 19,33 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,19 | 0,89 | 0,59 | 0,30 | 0,44 | 0,77 | 0,44 | 0,43 | 0,56 | 0,30 | 0,61 | 0,36 | 1,13 |
| FeO | 1,63 | 1,25 | 1,37 | 1,63 | 1,50 | 1,23 | 2,02 | 1,90 | 1,78 | 1,79 | 1,92 | 1,87 | 1,58 |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,05 |
| MgO | 0,63 | 0,59 | 0,73 | 0,65 | 0,58 | 0,45 | 1,08 | 1,05 | 1,05 | 1,04 | 1,07 | 1,16 | 1,08 |
| CaO | 2,44 | 2,06 | 2,91 | 2,67 | 2,30 | 1,78 | 2,83 | 2,91 | 2,87 | 2,29 | 2,16 | 2,00 | 2,41 |
| Na ₂ O | 4,12 | 4,53 | 4,60 | 4,24 | 4,50 | 4,46 | 4,24 | 4,40 | 4,12 | 4,53 | 4,42 | 4,56 | 4,42 |
| K ₂ O | 2,56 | 2,58 | 2,76 | 2,28 | 2,48 | 3,02 | 1,84 | 2,08 | 1,84 | 2,21 | 2,26 | 2,29 | 1,92 |
| P ₂ O ₅ | 0,07 | 0,17 | 0,07 | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,17 | 0,11 | 0,12 | 0,15 | 0,13 | 0,18 | 0,16 |
| H ₂ O ⁻ | 0,07 | 0,11 | 0,07 | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,12 | 0,10 | 0,09 | 0,12 | 0,18 |
| H ₂ O ⁺ | 0,84 | 1,02 | 0,85 | 0,88 | 0,92 | 0,77 | 0,73 | 0,43 | 1,20 | 0,91 | 0,80 | 0,69 | 1,55 |
| Total | 100,14 | 100,08 | 100,11 | 100,02 | 99,81 | 99,94 | 100,05 | 100,06 | 100,03 | 100,00 | 99,90 | 99,96 | 100,11 |

El cuerpo que experimenta mayor variación composicional es el Granito Cafayate que abarca desde tonalitas a granitos en transición gradual. La posición geográfica de las distintas especies litológicas que lo constituyen no es arbitraria. De este modo, las rocas tonalíticas se encuentran en el borde occidental, mientras que las graníticas se ubican en la margen oriental el stock granítico. La transición entre ambos tipos es gradual, ocupando las granodioritas la parte central del cuerpo.

Una característica saliente de la distribución modal de la Fig. 2a es que la fase con mayor cantidad de feldespato alcalino (Granito Cerro Amarillo) tiene en general menor cantidad de cuarzo que el resto de los granitoides. Contrapuestamente, las rocas con escaso o nulo contenido de feldespato alcalino (tonalitas) poseen en general mayor cantidad de cuarzo que los demás grupos.

Las transiciones entre las fases son graduales con excepción de un pequeño "hiatus" composicional entre el Granito Cafayate y el Granito Cerro Amarillo.

La Fig. 2b muestra las composiciones promedio Q:A:P de los cuatro grupos granitoides. En la misma se observa que los puntos se ubican en una línea que parte de la mitad del lado Q-P del triángulo y sigue una trayectoria de aumento de feldespato alcalino y disminución de cuarzo.

3. Geoquímica de las rocas granitoides

3.1 Presentación de datos

Se realizaron análisis químicos de 57 muestras con determinaciones analíticas de 13 elementos mayoritarios. Los métodos y técnicas analíticas empleados fueron detallados en un trabajo previo (Rapela, 1976). En los Cuadros 2, 3, 4 y 5 se muestran los resultados hallados. De las 57 muestras, 12 pertenecen al Granito Cerro Amarillo, 13 a la Granodiorita Cuchiyaco, 25 al Granito Cafayate y 9 a la Tonalita Tolombón.

Los datos químicos de las rocas metamórficas de Cafayate que se emplean en este capítulo fueron tomados de Rapela (1976, Cuadros 1 y 2).

3.2 Comparación con los resultados de la petrología experimental

Con el fin de efectuar comparaciones con resultados experimentales se calculó la norma

C.I.P.W. de las rocas graníticas analizadas. El método de cálculo fue tomado de Johannsen (1931); los resultados individuales se encuentran detallados en un trabajo inédito anterior (Rapela, 1975). Se eligió el cálculo C.I.P.W. sobre cualquier otro sistema normativo debido a que en los trabajos de petrología experimental se utiliza preferentemente este tipo de norma, clásico en la literatura petrológica.

La complejidad y el detalle que requieren algunas comparaciones, unidos a resultados promisorios en las rocas de Cafayate han hecho profundizar en esta línea, por lo que aquí se tratan sucintamente aspectos generales de un trabajo específico que se halla en preparación.

3.2.1 Sistema Q-Ab-Or-An-H₂O

Los estudios experimentales de Winkler y Von Platen (1957-1962), Von Platen (1965) y Von Platen y Holler (1966) acerca de la fusión de pelitas, grauvacas y diversas rocas metamórficas, han probado que la fusión parcial de las mismas da lugar a la formación de movilizados graníticos, granodioríticos y aún de composición tonalítica.

Una conclusión importante de esas contribuciones es que la formación de movilizados graníticos podía producirse a partir de paragénesis que no contienen feldespato alcalino pero sí biotita o muscovita. La fusión incongruente de las mismas da lugar a la formación de feldespato alcalino conjuntamente con otras fases minerales. Las secuencias de fusiones a partir de rocas sedimentarias (pelitas y grauvacas) y metamórficas (esquistos y gneises) responden a los lineamientos generales del sistema Q-Ab-Or-An-H₂O, por lo cual su comportamiento puede seguirse en los diagramas experimentales hallados para ese sistema.

Especialmente interesante es el trabajo de Von Platen y Holler (*op. cit.*) sobre anatexis experimental en gneises de origen sedimentario (su composición se aproxima al promedio de pelitas a 2, 4 y 7Kb de P_{H₂O}). En dicha investigación se comprobó que el incremento de la P_{H₂O} producía un cambio en la composición del primer fundido y sus correspondientes cotéticas, que se enriquecen en Ab y se empobrecen en Q y Or.

En la Fig. 3 se representaron en un diagrama Q:Ab:Or las configuraciones cotéticas y los "mínimos térmicos" a 2, 4 y 7Kb de P_{H₂O} encontrados por Von Platen y Holler

CUADRO 4: Composición química del Granito Cafayate

| (%) | 100 | 102 | 104 | 107 | 109 | 206 | 153 | 154 | 259 | 239 | 242 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 71,02 | 71,01 | 70,60 | 71,06 | 71,10 | 68,50 | 67,51 | 70,85 | 72,27 | 63,55 | 60,00 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,13 | 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,50 | 0,68 |
| Al ₂ O ₃ | 17,39 | 17,30 | 17,48 | 17,13 | 17,29 | 18,11 | 19,59 | 17,70 | 16,91 | 20,21 | 20,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,50 | 1,37 | 0,71 | 0,84 | 1,09 | 0,21 | 1,08 | 0,48 | 0,84 | 0,13 | 1,81 |
| FeO | 0,50 | 0,57 | 0,65 | 0,29 | 0,30 | 1,46 | 0,93 | 0,86 | 0,53 | 2,75 | 3,04 |
| MnO | 0,09 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,04 | 0,09 | 0,09 |
| MgO | 0,28 | 0,54 | 0,36 | 0,30 | 0,38 | 0,81 | 0,66 | 0,28 | 0,23 | 1,68 | 2,21 |
| CaO | 0,62 | 0,58 | 0,56 | 0,68 | 0,68 | 2,30 | 1,52 | 0,62 | 1,05 | 3,84 | 5,46 |
| Na ₂ O | 4,34 | 4,29 | 4,05 | 4,48 | 3,70 | 3,60 | 4,10 | 4,05 | 3,46 | 3,80 | 3,38 |
| K ₂ O | 4,34 | 3,41 | 4,66 | 4,29 | 4,42 | 3,62 | 3,46 | 3,94 | 3,50 | 1,90 | 1,48 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,15 | 0,16 | 0,17 | 0,15 | 0,13 | 0,15 | 0,13 | 0,13 |
| H ₂ O ⁻ | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,10 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,06 |
| H ₂ O ⁺ | 0,70 | 0,58 | 0,73 | 0,73 | 0,75 | 1,08 | 0,94 | 0,94 | 0,90 | 1,40 | 1,18 |
| Total | 99,98 | 99,93 | 100,04 | 100,03 | 99,95 | 100,10 | 100,12 | 100,00 | 99,98 | 100,03 | 100,25 |

| (%) | 243 | 244 | 246 | 247 | 248 | 249 | 250 | 251 | 252 | 253 | 255 | 152 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 67,21 | 64,41 | 65,54 | 66,81 | 71,60 | 72,34 | 71,00 | 70,51 | 72,63 | 72,59 | 72,16 | 71,18 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,36 | 0,34 | 0,40 | 0,06 | 0,16 | 0,20 | 0,16 | 0,06 | 0,07 | 0,03 | 0,01 |
| Al ₂ O ₃ | 19,36 | 19,75 | 19,49 | 19,30 | 17,60 | 17,01 | 16,92 | 17,32 | 16,72 | 16,34 | 16,82 | 17,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,43 | 0,24 | 0,13 | 0,70 | 0,15 | 0,08 | 0,32 | 0,29 | 0,32 | 0,21 | 0,21 | 0,59 |
| FeO | 1,26 | 2,61 | 2,53 | 2,03 | 0,91 | 0,94 | 1,18 | 0,86 | 0,66 | 0,82 | 0,93 | 0,29 |
| MnO | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,03 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,07 |
| MgO | 0,52 | 1,62 | 1,40 | 0,90 | 0,13 | 0,20 | 0,59 | 0,28 | 0,25 | 0,16 | 0,15 | 0,14 |
| CaO | 1,72 | 3,72 | 3,53 | 2,83 | 1,27 | 1,22 | 1,11 | 0,95 | 0,84 | 0,78 | 0,68 | 0,46 |
| Na ₂ O | 3,60 | 3,92 | 4,12 | 4,04 | 3,80 | 4,04 | 4,02 | 3,84 | 3,88 | 4,28 | 3,56 | 4,85 |
| K ₂ O | 4,44 | 2,20 | 2,14 | 2,00 | 3,50 | 3,12 | 3,00 | 3,98 | 3,62 | 3,24 | 3,90 | 3,81 |
| P ₂ O ₅ | 0,29 | 0,23 | 0,21 | 0,17 | 0,19 | 0,13 | 0,19 | 0,17 | 0,16 | 0,13 | 0,12 | 0,12 |
| H ₂ O ⁻ | 0,09 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,11 | 0,29 | 0,38 | 0,13 | 0,01 | 0,68 | 0,01 |
| H ₂ O ⁺ | 0,82 | 0,70 | 0,54 | 0,72 | 0,64 | 0,63 | 1,20 | 1,20 | 0,95 | 1,20 | 0,86 | 0,69 |
| Total | 100,01 | 99,91 | 100,11 | 100,05 | 99,94 | 100,02 | 100,09 | 100,00 | 100,27 | 99,87 | 100,15 | 99,96 |

CUADRO 5: Composición química de la Tonalita Tolombón

| (%) | 212 | 213 | 27 | 29 | 226 | 229 | 230 | 231 | 232 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 68,13 | 68,26 | 71,17 | 69,74 | 71,26 | 70,87 | 69,93 | 70,78 | 70,61 |
| TiO ₂ | 0,04 | 0,34 | 0,16 | 0,20 | 0,20 | 0,17 | 0,26 | 0,16 | 0,21 |
| Al ₂ O ₃ | 18,75 | 18,46 | 16,49 | 17,01 | 17,40 | 17,00 | 17,70 | 17,40 | 17,29 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,15 | 0,44 | 0,73 | 0,43 | 0,11 | 0,44 | 0,22 | 0,37 | 0,67 |
| FeO | 2,53 | 2,25 | 1,23 | 1,50 | 1,75 | 1,75 | 1,82 | 1,82 | 1,75 |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,06 |
| MgO | 0,92 | 1,18 | 0,68 | 0,61 | 0,59 | 0,58 | 0,61 | 0,53 | 0,47 |
| CaO | 2,91 | 2,83 | 2,67 | 3,17 | 2,87 | 3,00 | 2,95 | 2,91 | 2,67 |
| Na ₂ O | 4,12 | 3,60 | 4,56 | 5,00 | 3,42 | 4,16 | 4,08 | 4,02 | 4,00 |
| K ₂ O | 1,39 | 1,48 | 1,38 | 1,60 | 1,48 | 1,06 | 1,26 | 1,39 | 1,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,12 | 0,17 | 0,09 | 0,05 | 0,11 | 0,09 | 0,06 | 0,04 | 0,04 |
| H ₂ O ⁻ | 0,04 | 0,00 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | 0,06 | 0,06 | 0,00 | 0,04 |
| H ₂ O ⁺ | 0,87 | 0,86 | 0,83 | 0,60 | 0,68 | 0,74 | 1,06 | 0,63 | 0,82 |
| Total | 100,01 | 99,91 | 100,10 | 100,03 | 99,93 | 99,99 | 100,08 | 100,12 | 100,07 |

(*op. cit.*). En la misma figura se han planteado también las composiciones promedio Q:Ab:Or de las cuatro unidades granitoides descritas para el área de Cafayate.

La Fig. 3 muestra que el promedio del Granito Cerro Amarillo se sitúa muy próximo —casi coincidente— con el “mínimo” correspondiente a 7Kb de P_{H_2O} . A su vez, los promedios del Granito Cafayate y de la Granodiorita Cuchiyaco se sitúan muy próximos o coincidentes con la línea cotéctica que representa el equilibrio cuarzo-plagioclasa-liquido-gas a 7Kb, en tanto que la Tonalita Tolombón se encuentra en el campo correspondiente al cuarzo (equilibrio cuarzo-liquido-gas).

La coincidencia con la configuración cotéctica a 7Kb indicaría que si la secuencia granítica se originó por un proceso anatéctico, la fusión, al menos en sus primeros estadios, debió haberse desarrollado bajo esas condiciones de presión.

Al tratar las condiciones de P y T en las cuales se formaron las migmatitas de la Sierra de Quilmes, se delimitó el campo de estabilidad (P—T) de las mismas en base a la paragénesis cordierita + almandino + sillimanita + cuarzo y a la relación molecular promedio Fe/Fe+Mg (Rapela, 1976; Fig. 4). De dicho estudio se infiere que las presiones correspondientes al intervalo de temperaturas de 600 a 750°C variaban desde 6,2 a 7,8 Kb de P_{H_2O} aproximadamente.

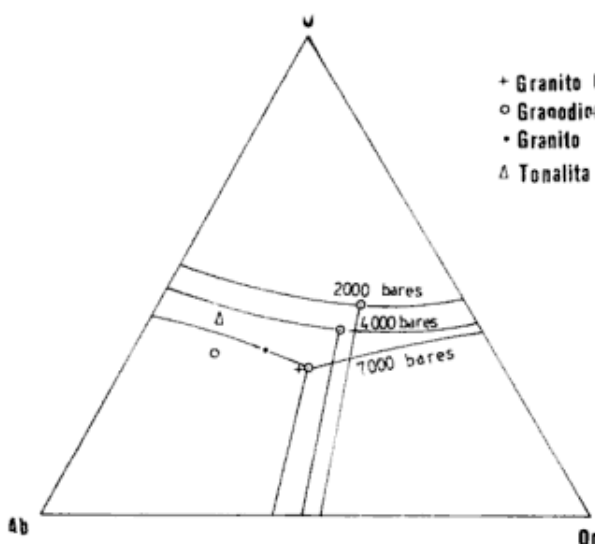


Fig. 3. — Diagrama normativo Q:Ab:Or de las composiciones promedio de las unidades granitoides de Cafayate. En la misma figura se representaron las configuraciones cotécticas y los mínimos términos a 2, 4 y 7 Kb de P_{H_2O} encontrados por Von Platen y Holler (1966).

Los promedios graníticos de los cuerpos de Cafayate coinciden sugestivamente con el trazado de la línea cotéctica Q-Plag y el mínimo térmico a 7Kb de P_{H_2O} . Esta concordancia está lejos de ser fortuita, y constituye —en opinión del autor— un fuerte argumento en favor de un origen metamórfico y un equilibrio sólido-liquido como principal responsable de la evolución granítica.

La composición modal de los granitoides (Fig. 2), mostraba que el aumento de feldespato alcalino en la secuencia estaba acompañado por una disminución correlativa del cuarzo. Así, las tonalitas son las rocas más ricas en cuarzo, mientras que el extremo granítico de la secuencia se hace casi transicional a las cuarzosienitas.

Esa particularidad de la composición mineralógica puede explicarse ahora con claridad, especialmente con los resultados deducidos de la Fig. 3. *La distribución modal está controlada por la configuración de la superficie cotéctica Q-Plag., que forma trayectorias líquidas con decrecimiento de cuarzo y aumento de feldespato alcalino.*

3.2.2 Sistema Ab-An-Or- H_2O

El sistema ternario Ab-An-Or forma parte del sistema tetraédrico Ab-An-Or-Q- H_2O al que nos hemos referido en la sección anterior.

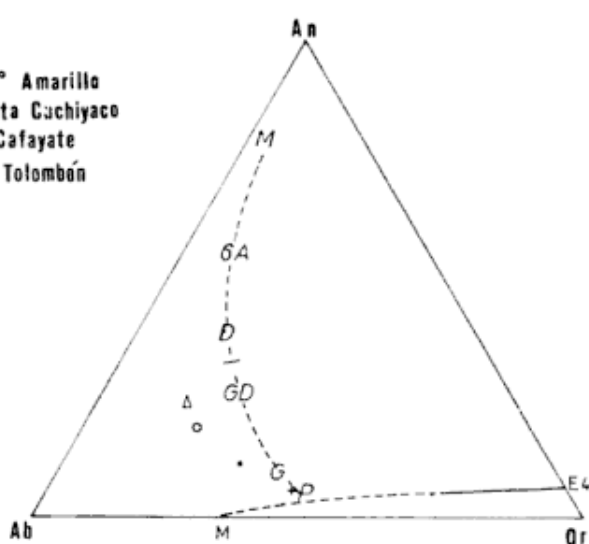


Fig. 4. — Diagrama normativo Ab:Or:An de las composiciones promedio de los grupos granitoides de Cafayate. Con línea punteada se marcó la trayectoria magmática teórica en el sistema Ab-Or-An desde los silicatos de los meteoritos hasta las pegmatitas, según Smith (1963). M = silicatos de los meteoritos; GA = gabros; D = dioritas; GD = granodioritas; G = granitos y P = pegmatitas.

Interesa tratarlo por separado para visualizar mejor la trayectoria magmática, vista ahora exclusivamente en función de la variación de los feldespatos. En la Fig. 4 se muestra la configuración cotéctica del sistema Ab-An-Or según Smith (1963). En la misma figura se muestra también, con línea punteada la trayectoria magmática teórica desde los meteoritos (silicatos) hasta las pegmatitas según Smith (*op. cit.*).

Es importante observar que los feldespatos siguen trayectorias curvas de cristalización en las que el feldespato potásico siempre aumenta, mientras que la albita crece al principio, llega a un máximo y finalmente decrece en los últimos estadios de la cristalización (granitos y pegmatitas). En la Fig. 4 se han planteado las composiciones normativas Ab: An:Or de las rocas granitoides de Cafayate. Se observa en la misma que las rocas tienden a ubicarse en una trayectoria curva semejante a la que describen los líquidos en el sistema Ab-An-Or, aunque desplazada hacia composiciones ricas en Ab.

3.3 Diagramas de variación

3.3.1 Índice de diferenciación de Larsen

$$(1/3(\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}))$$

Dentro de los diagramas clásicos de variación se eligió el citado (Larsen, 1938) porque el parámetro de evolución no sólo incluye la sílice (de escasa fluctuación en rocas graníticas), sino que considera también las fundamentales variaciones que presentan en una secuencia ígnea los óxidos de potasio, calcio, hierro y magnesio.

En la Fig. 5 se muestran las curvas resultantes del ploteo del índice de Larsen contra los porcentajes en peso de Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O de las muestras de las diferentes unidades de rocas granitoides estudiadas.

Las variaciones de Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO son de definida *correlación negativa* respecto de $1/3(\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$. Estas variaciones tienden a ser rectilíneas más que curvas, la dispersión de los puntos (calculada a partir de los coeficientes estadísticos de correlación) es mínima para el CaO , escasa para FeO y MgO y algo más acentuada en el Al_2O_3 . En la curva del FeO el Granito Cerro Amarillo posee valores ligeramente más altos que los de la tendencia principal.

La variación del K_2O muestra una *correlación positiva* respecto del parámetro de evolución, tendiendo a aumentar la pendiente de la curva con el aumento del índice. La dispersión de los puntos es semejante a la del MgO , caracterizando a la Tonalita Tolombón el grado máximo de apartamiento de la tendencia general de la curva.

La curva del Na_2O es la que posee el mayor grado de dispersión de los puntos, diferenciándose además netamente de los otros casos por poseer un máximo en su trayectoria, situado entre los valores 21 y 23 del índice de Larsen.

La forma de las curvas de la Fig. 5 es similar a la prevista por Bowen (Bowen, 1956, Cap. VII), para una cristalización de líquidos feldespáticos en una secuencia calcoalcalina. La forma particular de algunas variaciones, especialmente la del Na_2O , es atribuida por Bowen (*op. cit.*) a la trayectoria curva que siguen los líquidos en una secuencia de cristalización en el sistema Ab-Or-An.

En la sección 3.2.2 se analizaron las distribuciones normativas de las rocas granitoides de Cafayate en un diagrama Ab:Or:An, comprobándose que las mismas se ubican en una trayectoria curva, coincidente en líneas generales con trayectorias magmáticas en ese sistema. El máximo en la curva del Na_2O representaría entonces el punto de inflexión de la trayectoria curva de los líquidos feldespáticos en el sistema Ab-Or-An.

La forma de las curvas y la alta correlatividad entre los valores confrontados sugieren que las variaciones observadas se originaron a partir de un único proceso evolutivo controlado por equilibrios sólido-líquido.

3.3.2 Diagrama M-F-A

La Fig. 6 muestra el diagrama triangular M-F-A (M = MgO ; F = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de los granitoides. En la misma figura se han planteado también los análisis de las diferentes rocas metamórficas de Cafayate (Rapela, 1976).

Notablemente, todas las unidades litológicas (metamórficas y granitoides) se ubican dentro de una única y bien definida tendencia dentro del diagrama M-F-A. Dicha tendencia parte de un extremo relativamente rico en hierro y magnesio integrado por las rocas metamórficas, se continúa con las porciones más básicas del Granito Cafayate y la Tonalita Tolombón, y sigue una evolución de

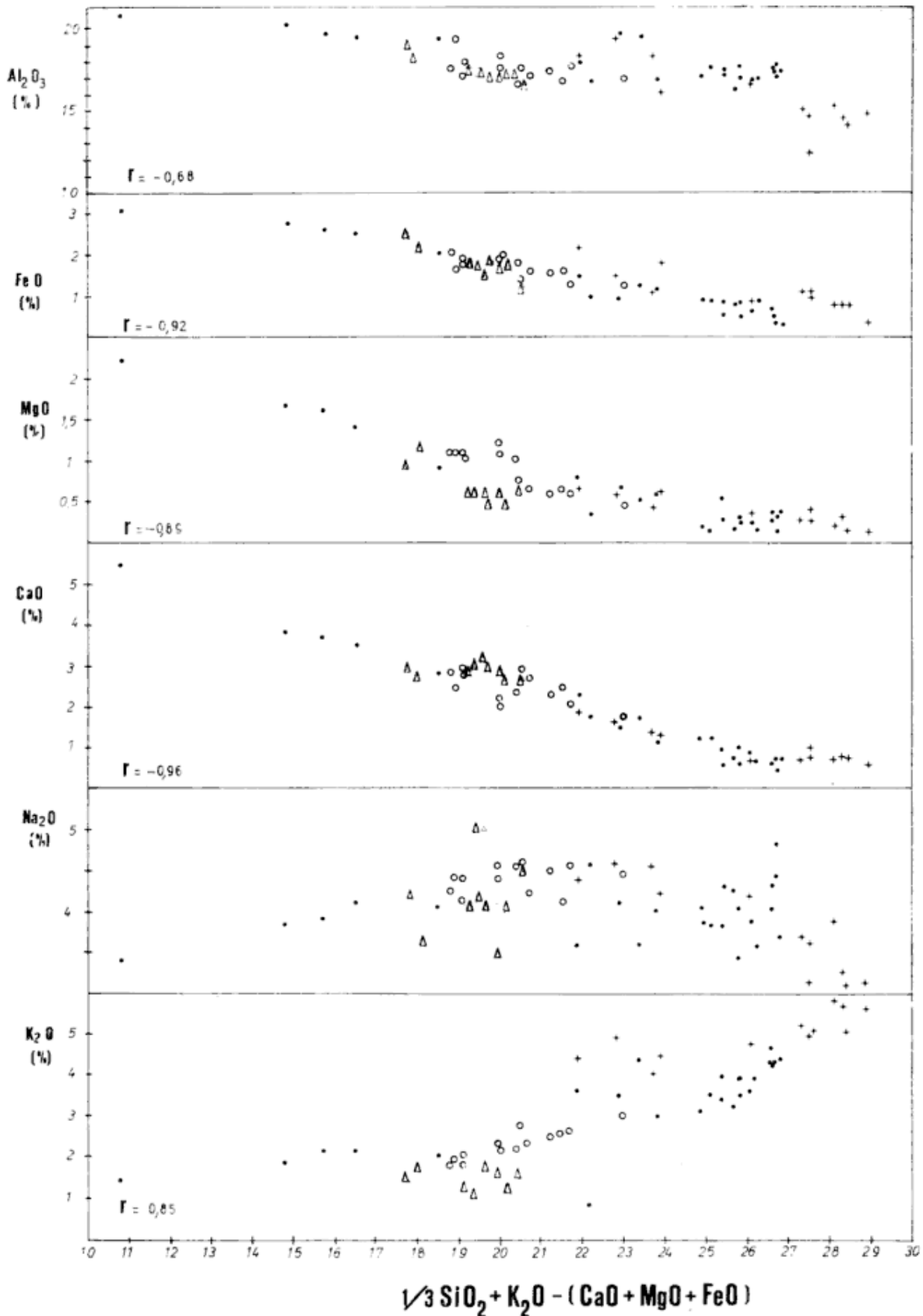


Fig. 5. — $(\frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$ vs Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O (porcentajes) en las rocas granitoides. Los símbolos empleados son los mismos que los de las Figs. 3 y 4.

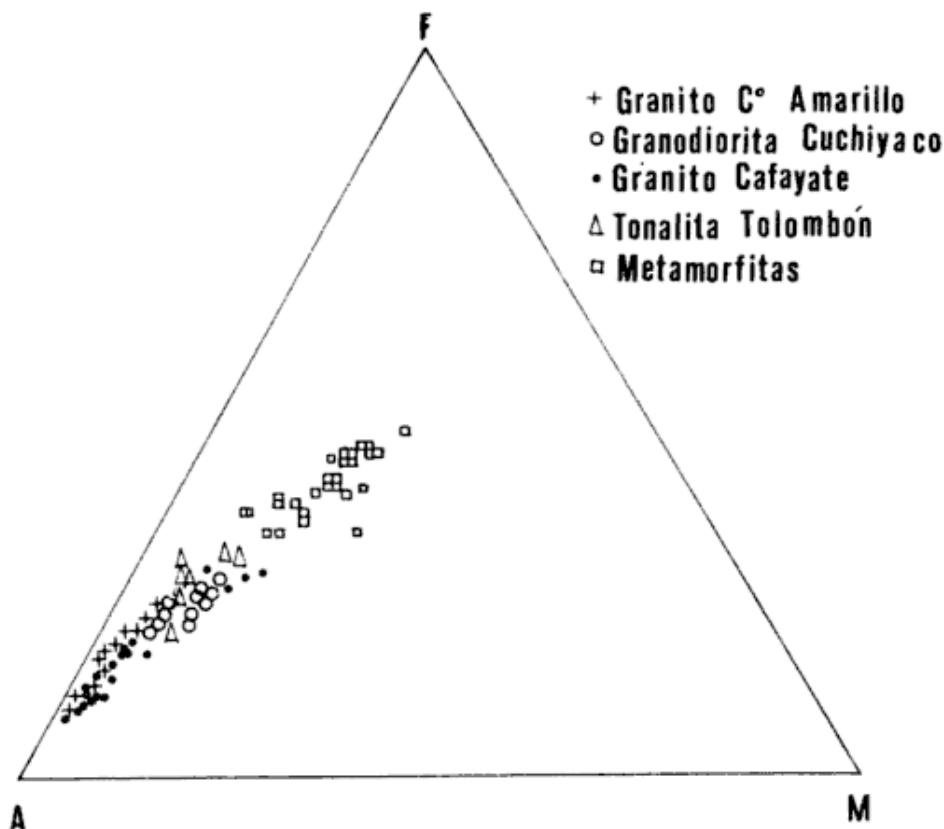


Fig. 6. — Diagrama triangular M-F-A (M = MgO; F = FeO + Fe₂O₃; A = Na₂O + K₂O) de las rocas granitoides y metamórficas de Cafayate.

rápido crecimiento alcalino que finaliza en el lado A-F del triángulo, próxima al vértice "A".

Este diagrama corrobora en primer lugar la vinculación composicional entre las diferentes rocas granitoides sugerida en la Fig. 5. La tendencia evolutiva es semejante a la observada en secuencias de rocas graníticas calcoalcalinas (por ej., la tendencia del Batolito de Baja California, Turner y Verhoogen, 1963).

En segundo lugar, el diagrama está sugiriendo una posible vinculación genética entre las rocas metamórficas y la secuencia de rocas granitoides. La tendencia evolutiva de las rocas metamórficas es coincidente con la dirección de la tendencia de las rocas granitoides, sucediéndose una a la otra prácticamente sin discontinuidad.

3.3.3 % K₂O vs % Na₂O

La distribución de los álcalis juega un rol capital en la génesis y evolución de las rocas graníticas. Con el objeto de analizar esa distribución se construyó un diagrama % K₂O vs Na₂O (Fig. 7), en el cual se comparó

también la variación alcalina respecto del promedio de Na₂O y de K₂O de las rocas metamórficas de Cafayate (Rapela, 1976).

Del análisis de la misma se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Las diferentes unidades granitoides ocupan "campos" definidos, marcados con líneas en el diagrama. No obstante, se observa un cierto grado de superposición entre los mismos dado por el Granito Cafayate que forma el *nexo composicional* entre todas las unidades. Esta característica se puede observar también en la Fig. 5.
- El Na₂O se ha mantenido prácticamente constante en toda la secuencia granitoide, oscilando sus valores entre 3 y 5 %.
- La variación en el K₂O es el carácter distintivo en la secuencia granitoide, siendo sus extremos composicionales la Tonalita Tolombón (promedio 1,5 %) y el Granito Cerro Amarillo (promedio 5,5 %).
- Si se compara el promedio total de la secuencia granitoide con el promedio

de las rocas metamórficas, se observa que mientras el contenido de K_2O es prácticamente el mismo en ambas, el Na_2O es considerablemente menor en las metamorfitas.

Una evaluación cuantitativa de la "diferenciación alcalina" en el proceso de anatexis (Mehnert, 1968, p. 155-157) requeriría un número significativo de análisis del melanosoma de las migmatitas de alto rango de la Sierra de Quilmes, datos de los cuales se carece. Sin embargo, a los fines de una evaluación cuantitativa preliminar se representó en la Fig. 7 la composición de una típica "restita" de la zona de migmatitas (Ravela, 1976, Cuadro 2, Muestra N° 113). La roca analizada tiene un contenido de Na_2O menor que el promedio de las metamorfitas, pero no el suficiente como para balancear la diferencia entre éstas y el promedio de las rocas granitoides. Este hecho sugeriría la existencia de un aporte adicional de Na a la

secuencia granítica, desvinculado del proceso palingenético propiamente dicho.

3.5 Perfil geoquímico E-W del Granito Cafayate

El Granito Cafayate es un cuerpo particularmente interesante en virtud de que el mismo presenta caracteres de transición a rocas migmatíticas en su borde occidental, mientras que su borde oriental tiene contactos netos con las rocas metamórficas de caja (filitas, esquistos y gneises.) Este es el caso típico de los granitos que Read (1948) denominó "paraautóctonos", y que en la "serie granítica" elaborada por este autor representan la transición entre los granitos autóctonos y migmatitas por un lado, con los granitos de carácter netamente intrusivo.

La quebrada de Yacochuya corta al Granito Cafayate en su parte norte con un rumbo general E-W. A lo largo de la misma se realizó un perfil en el cual se tomaron mues-

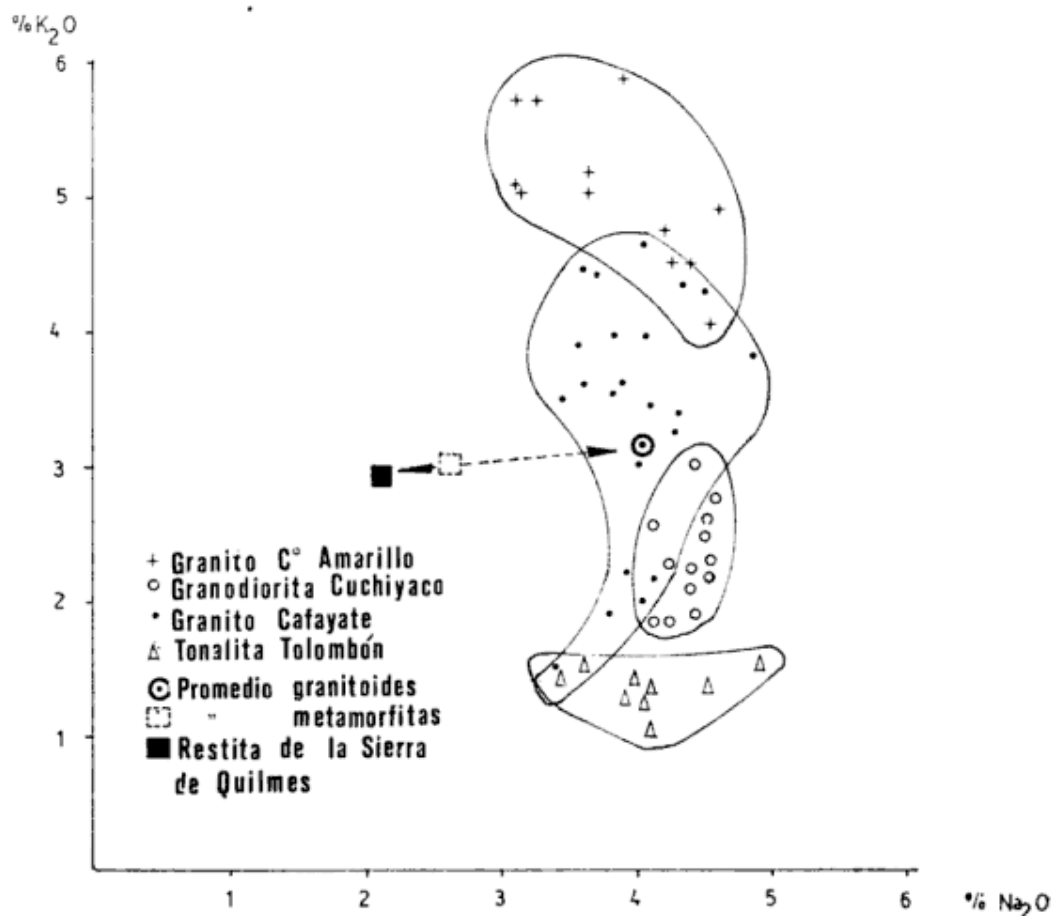


Fig. 7. — % K_2O vs % Na_2O en las rocas granitoides. Se marcó también la composición promedio de los granitoides, la similar de las metamorfitas de Cafayate y además la composición de una "restita" de la Sierra de Quilmes.

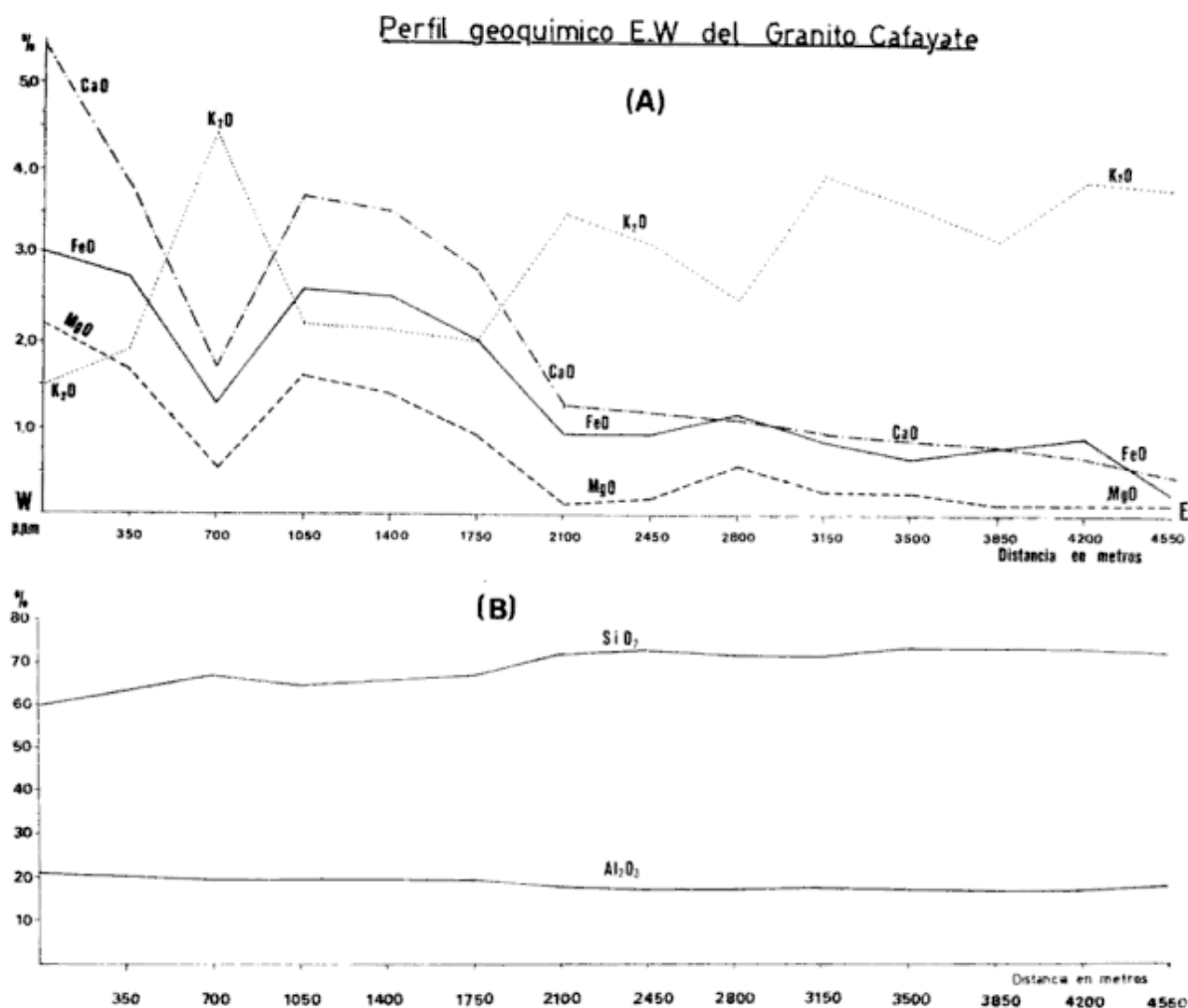


Fig. 8. —(A): CaO, FeO, MgO, K₂O (porcentaje) y (B): SiO₂ y Al₂O₃ (porcentajes) vs distancia al contacto occidental del Granito Cafayate en la Qda. de Yacochuya (perfil con dirección E-W dentro del cuerpo).

tras equidistantes (350 m). El perfil se inició en la parte occidental de la quebrada, en el contacto del Granito Cafayate con gneises biotíticos, y se extendió hacia el E, hasta el borde del valle calchaquí que marca el fin del afloramiento granítico en ese punto. Se analizaron químicamente 14 muestras del perfil, cuyas composiciones individuales se muestran en el Cuadro 4. En la Fig. 8 se muestra la variación de SiO₂, Al₂O₃, MgO, FeO, CaO y K₂O en función de la distancia al borde occidental del granito en la quebrada de Yacochuya.

Los óxidos de calcio, hierro (ferroso), magnesio y aluminio (Fig. 8, A y B) muestran una clara tendencia general a disminuir de W a E; así los tenores más altos se hallan en las tonalitas del borde occidental, mientras que los granitos del borde oriental tienen los valores más bajos. La disminución es en general suave y paulatina con excepción de

un solo punto del perfil, en el que hay una brusca oscilación para los elementos Ca, Fe y Mg (Muestra N^o 243, granodiorita situada a 700 m del contacto).

SiO₂ y K₂O muestran una tendencia a aumentar a lo largo del perfil. El crecimiento de la SiO₂ es en general suave, mientras que el K₂O manifiesta fluctuaciones marcadas. Los dos elementos marcan la discontinuidad de 700 m, de igual manera aunque en sentido contrario a los anteriores.

Lamentablemente, no se dispone de datos suficientes en los demás cuerpos graníticos como para realizar perfiles análogos al descrito. No obstante, en la Granodiorita Cuchipaco, aunque no se realizó un perfil transversal dentro del mismo cuerpo, se hicieron perfiles en la parte oriental y occidental del stock, entre los que se pueden notar las siguientes diferencias: el borde oriental es

ligeramente más rico en K_2O y menos rico en MgO , CaO y TiO_2 que el borde occidental.

La suma de estas observaciones indica que el progreso de la evolución magmática se habría desarrollado con dirección predominante E-W, formando fases progresivamente más ácidas hacia el este.

Por otra parte, la zonación metamórfica y el grado metamórfico en la Sierra de Quilmes muestran también variaciones con sentido E-W (Rapela, 1976), coincidencias que sugieren un control regional de los procesos ígneo-metamórficos.

En un perfil E-W de la región de Cafayate encontraríamos las siguientes variaciones:
En las rocas metamórficas:

W *Zoneografía* E
migmatitas y gneises — esquistos y filitas
bandeados — filitas moteadas — pizarras

W *Facies del metamorfismo regional (M2)* E
Anfibolitas Cordieríticas — Esquistos Verdes (biotita) — Esquistos Verdes (clorita).
En las rocas granitoides:

W *Relación de los cuerpos con la deformación* E
Gr. sincinemáticos — Gr. tardiocinemáticos
(Tonalita Tolombón) (Granito Cafayate)
Gr. postcinemáticos
(Granodiorita Cuchiyaco y Granito Cerro Amarillo)

W *Variación química dentro de los cuerpos* E
————— SiO_2, K_2O —————→
←————— CaO, MgO, FeO, Al_2O_3 —————

4. Conclusiones

Se distinguieron cuatro grupos principales de rocas granitoides con características de yacencia, petrográficas y químicas que los individualizan.

La transición entre los modos de yacencia de los cuerpos granitoides de Cafayate se corresponden perfectamente con las distintas etapas evolutivas preconizadas por Read (1948) como distintivas de una "serie granítica":

tiempo y nivel de intrusión
en la corteza

—————→
Granitos autóctonos —→
(Tonalita Tolombón)
Granitos paraautóctonos —→
(Granito Cafayate)
Granitos intrusivos —→
(Granodiorita Cuchiyaco y
Granito Cerro Amarillo)
Plutones graníticos —→
(no expuestos en la región
de Cafayate)

La composición modal (Fig. 2) indica que ninguno de los grupos es homogéneo composicionalmente, por lo que se trata en consecuencia de cuerpos compuestos. La Fig. 2 muestra además que los granitoides se ubican en una trayectoria de aumento de feldespato alcalino y disminución de cuarzo.

Los diagramas de variación de elementos mayoritarios (Figs. 5 y 6), además de la comparación con resultados experimentales (Figs. 3 y 4), sugieren que los cuatro grupos granitoides están genéticamente vinculados y su composición modal y química es el resultado de un equilibrio sólido-líquido.

La coincidencia con la configuración cotéctica a 7Kb de P_{H_2O} (presión que se encuentra dentro del rango que fuera inferida para las migmatitas de la subfacie A2.3, Rapela, 1976) para fusiones parciales de paragneises (Von Platen y Holler, *op. cit.*), tendencias con direcciones similares entre las rocas metamórficas y las granitoides en el diagrama M-F-A (Fig. 6), y coincidencias regionales entre el progreso de la evolución magmática y el grado metamórfico (sección 3.5), sugieren que las rocas granitoides de Cafayate se originaron por anatexis de los paragneises de alto rango de la Sierra de Quilmes.

En el estudio estadístico de la distribución de Cu y Zn en las rocas granitoides y metamórficas de Cafayate (Merodio y Rapela, 1975) se demostró asimismo que los resultados encontrados para ambos elementos son compatibles con un modelo anatéctico de distribución.

Según todas estas consideraciones, las variaciones químicas y mineralógicas halladas entre los cuerpos y dentro de los mismos serían entonces el resultado de un proceso de fusión parcial de las rocas metamórficas.

No obstante, evidencias petrográficas y

químicas mencionadas en este estudio pusieron de manifiesto la existencia de una entrada de Na que desarrolló una generación de plagioclasas sódicas con posterioridad al evento anatético principal, rasgo común a los cuatro grupos granitoides. Es probable que esta albitización corresponda a un estadio hidrotermal bajo condiciones decrecientes de P y T, fenómeno común en las rocas graníticas (Mehnert, 1968, p. 152-153). No es posible, con las evidencias que se disponen al presente, decidir si se trata de un proceso autometasmático de interacción roca metamórfica-granitoides, o si se trata de soluciones provenientes de lugares ajenos a la cuenca.

Una mención especial merece la edad carbónica encontrada para el Granito Cerro Amarillo (Rapela, 1976, Cuadro V). Las conclusiones de este estudio son concordantes en el sentido de que este cuerpo forma parte de una secuencia granítica en el que está genéticamente vinculado con las restantes unidades graníticas. Es muy poco probable que mientras el resto de la secuencia se originó y emplazó durante el Ordovícico Inferior-

Medio, una porción de los líquidos anatéticos haya continuado evolucionando durante 150m.a. Si se rechaza esa hipótesis caben dos posibilidades: o las coincidencias químicas son casuales y el cuerpo pertenece a otra secuencia —cronológicamente posterior—, o se trata de una edad ficticia producida probablemente al ser afectado el plutón por un evento metamórfico posterior al emplazamiento (metamorfismo regional M4, Rapela, *op. cit.*).

Hasta tanto no se realicen estudios isotópicos más detallados el autor se inclina por considerar que los cuatro grupos granitoides descritos en el área de Cafayate se originaron durante el segundo episodio metamórfico-tectónico (E2) que afectó a la región.

Agradecimientos

Agradezco al CONICET por el apoyo que permitió solventar parte de esta investigación. Al Dr. Mario E. Teruggi la lectura crítica del manuscrito y al Sr. Carlos Brianese la confección de los gráficos.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bowen, N. L., 1956 — "The evolution of the igneous rocks". Dover Publications, Inc. New York.
- Johannsen, A., 1931 — "A descriptive Petrography of the Igneous Rocks, Volume I". The University of Chicago Press, Chicago.
- Larsen, E. S., 1938 — "Some new variation diagrams for groups of igneous rocks". Jour. Geol., 46: 505-520.
- Marmo, V., 1971 — "Granite petrology and the granite problem". Elsevier. Amsterdam. 244 pp.
- Mehnert, K. R., 1968 — "Migmatites and the origin of granitic rocks". Elsevier Publishing Company.
- Merodio, J. C. y Rapela, C. W., 1975 — "Distribución de cobre y cinc en movilizados granitoides y rocas metamórficas de la región de Cafayate, provincia de Salta, República Argentina". II Congr. Ib.-Amer. de Geol. Econ., Bs. As.
- Rapela, C. W., 1975 — "Petrología y geoquímica de las plutonitas y metamorfitas de la región de Cafayate, Provincia de Salta". Tesis doc. ined., Fac. Cienc. Nat. y Mus., U.N.L.P.
- Rapela, C. W., 1976 — "El basamento metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta. Aspectos petrológicos y geoquímicos". Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXI (3).
- Read, H. H., 1948 — "Granite sand Granites": Gilluly, ed. Geol. Soc. America, Mem. 28: 1-19.
- Smith, G., 1963 — "Physical Geochemistry". Addison-Wesley.
- Spry, A., 1969 — "Metamorphic textures". Pergamon Press.
- Streckeisen, A., 1974 — "Classifications and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks". Geologische Rundschau, 63 (2).
- Tröger, W. E., 1959 — "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1". Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Turner, F. y Verhoogen, J., 1963 — "Petrología Ignea y Metamórfica". Ediciones Omega S.A. Barcelona.
- von Platen, H., 1965 — "Experimental anatexis and genesis of migmatites". In Controls of Metamorphism, Eds. W. S. Pitcher y Glenys W. Flinn. John Wiley & Sons.
- y Holler, H., 1966 — "Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 Kb H₂O-Druk". N. Jh. Miner. Abh. 106: 106-130.
- Winkler, H. G. F. y von Platen, H., 1957-1962 — "Experimentelle Gesteinsmetamorphose I-VI". Geochim. et Cosmochim. Acta, 13 (1957): 42-69; 15 (1958): 91-112; 18 (1960): 294-316; 24 (1961): 48-69, 250-259; 26 (1962): 145-180.

Recibido: diciembre 17, 1975.

NOTA BREVE

EL LIASICO FOSILIFERO DE LONCOPAN,
DEPARTAMENTO TEHUELCHES,
(Provincia del Chubut, República Argentina)

por NORBERTO MALUMIAN y JUAN V. PLOSKIEWICZ

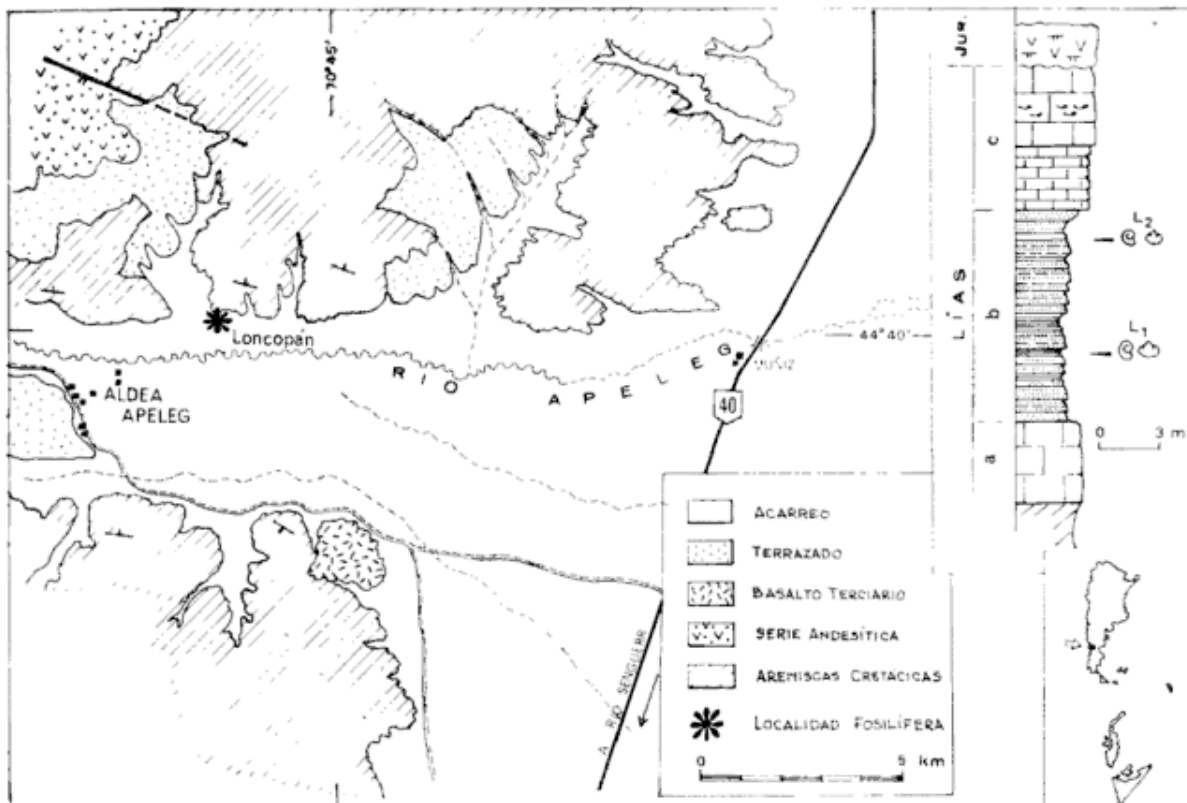
Servicio Geológico Nacional

Durante el levantamiento geológico de la Hoja 47-c, Arroyo Apeleg, de la Carta Geológica Económica a escala 1: 200.000, que lleva a cabo el Servicio Geológico Nacional, hemos tenido la oportunidad de localizar un afloramiento de sedimentitas portadoras de restos de invertebrados marinos, que constituyen una localidad desconocida en la literatura geológica para el liásico de la región extraandina del Chubut, siendo para la latitud considerada el asomo más occidental conocido hasta el presente.

El motivo de la presente comunicación es el de dar a conocer este hallazgo dada la im-

portancia paleogeográfica y geológica que reviste, por ello se ha creído conveniente exponer los resultados de las observaciones de campo y determinaciones paleontológicas preliminares.

El asomo está ubicado en la margen izquierda del Arroyo Apeleg, unos dos kilómetros al noreste de la población homónima y en las inmediaciones del puesto de Loncopán; la extensión del mismo es reducida, no excede los 200 m de largo por unos 50 m en su ancho máximo y se presenta en la llanura aluvial desconociéndose la base de la secuencia.



De abajo hacia arriba se tiene: a.- Caliza gris oscura estratificada en blancos de 50 a 70 cm de espesor, atravesadas por venillas de calcita blanca; b.- Areniscas finas de color gris verdoso y verde oliva que intercalan niveles lutíticos con ammonites y bivalvos (nivel L₁, con *Peronoceras* sp. y *Miophorogonia* sp.), a continuación se disponen areniscas finas verde grisáceas con bancos de lutita morada subordinados, que contienen concreciones subsféricas con *Peronoceras* sp., bivalvos y piezas de artrópodos, ocasionalmente se presentan estructuras tubulares perpendiculares a la estratificación (nivel L₂); c.- Caliza gris claro verdosa, bien estratificada en bancos de 10 a 15 cm de espesor que hacia arriba devienen más potentes, concomitantemente el color se torna blanco verdoso, contienen abundantes restos de *Gryphaea* sp., el paquete se halla cubierto por vulcanitas de composición predominantemen-

te andesítica, que se asignan a la Serie Porfirítica Jurásica.

En lo concerniente a las consideraciones paleogeográficas este hallazgo modificaría la configuración occidental de la cuenca del mar liásico, pues hasta el presente y para la latitud considerada se admitía (Lesta y Ferello, 1972) que su trazo coincidía con el de los afloramientos antracólíticos de las lomas del Plate y lomas Occidentales que habrían indicado una continentalización hacia el oeste, dada la presencia en ambas localidades de niveles plantíferos liásicos.

Por otra parte la presencia del afloramiento, que sobre la base de los restos fósiles confirman una edad Toarciana, en un ambiente sedimentario considerado como Cretácico, plantean la necesidad de una revisión de las unidades aflorantes en la comarca con el fin de establecer la extensión y posición estratigráfica de las sedimentitas mesozoicas involucradas.

Lista de trabajos citados en el texto

Lesta, P. J. y R. Ferello, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En A. F. Leanza, dir., Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.

Recibido: agosto 5, 1976.

I CONGRESO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA

Y

II CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA

Bajo el auspicio de la Asociación Paleontológica Argentina se llevará a cabo en la ciudad de Buenos Aires entre los días 2 y 6 de abril de 1978.

Las personas o entidades interesadas en concurrir al mismo, y que aún no hayan recibido la Primera Circular, pueden requerirla por correspondencia a la Sede Oficial del Congreso, Maipú 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina.

PRESENCIA DE SEDIMENTITAS PERMICAS EN CONTACTO CON ROCAS DEL "COMPLEJO METAMORFICO" DE LA PATAGONIA EXTRAANDINA, ESTANCIA DOS HERMANOS, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

ROBERTO VIERA y HUGO PEZZUCHI

Plan Patagonia-Comahue - Servicio Minero Nacional.

Recientes observaciones geológicas realizadas en el sector nororiental del "Macizo" del Deseado, Provincia de Santa Cruz, permiten aportar nuevos elementos estratigráficos y ampliar el conocimiento sobre las características geológicas y paleontológicas de la región. Es por ello que se considera de interés adelantar la presente comunicación, debiéndose aclarar que resta aún el estudio de cortes petrográficos, como así también trabajos de mayor detalle sobre la comarca.

Durante las tareas de campo efectuadas en el área mencionada, uno de los autores (R.V.) localizó sobre la margen izquierda del río Deseado, un nuevo afloramiento de rocas metamórficas, las que por sus características litológicas y de yacencia, son asignadas al llamado "Basamento pre-Antracólítico" (Lesta y Ferello 1972), semejantes en su composición a las mencionadas algo más al Noroeste por Chebli y Ferello (1974) para la zona de estancia Tres Hermanas.

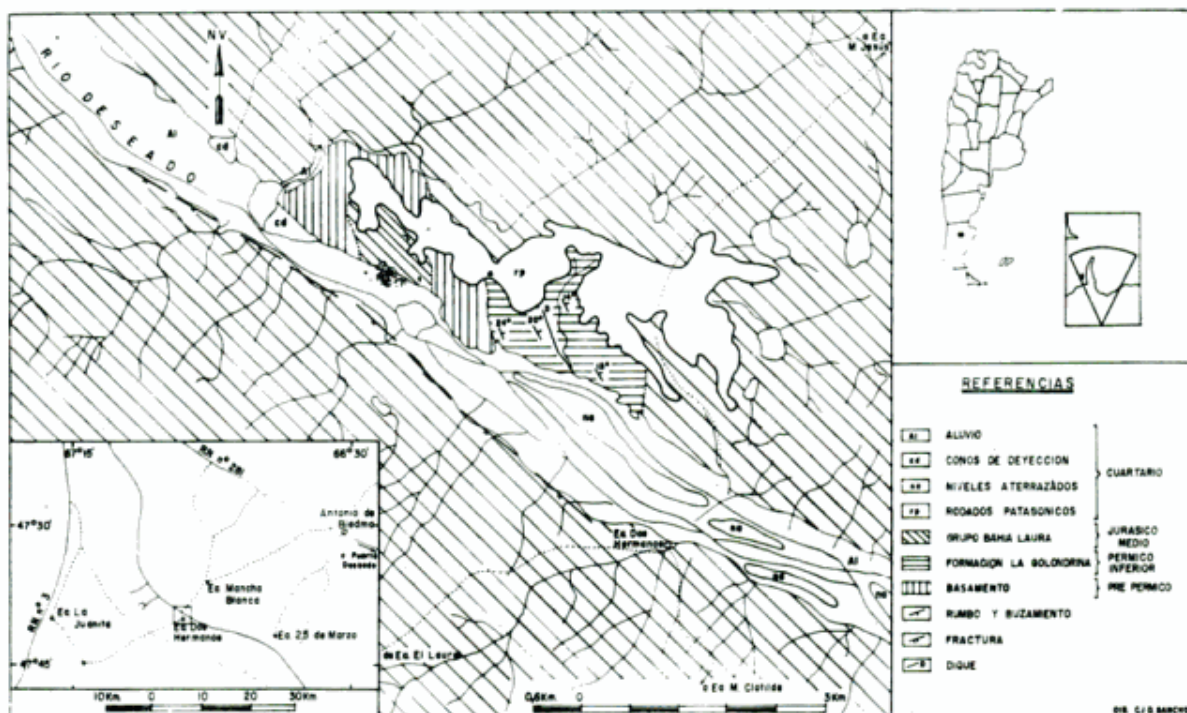
El nuevo afloramiento estudiado se encuentra aproximadamente a 7,5 km en dirección nor-noroeste del casco de la estancia Dos Hermanas, en el Departamento Deseado (ver gráfico adjunto). Litológicamente está compuesto por esquistos micáceos, filitas, cuarcitas, inyectadas por cuarzo lechoso entre los planos de esquistosidad y también en forma de venas discordantes.

A las rocas citadas se asocian cuerpos de tipo anfibolítico y diques pegmatíticos que intruyen en parte al material mencionado.

El arrumbamiento general de las metamorfitas es nor-noroeste - sud-sudeste, en coincidencia con lo citado para estancia Tres Hermanas por Lesta y Ferello (1974).

Se propone aquí denominar a este basamento con el nombre de Complejo Río Deseado, para reunir al conjunto de roca ígneo-metamórficas aflorantes en el curso del río homónimo.

El otro autor (H. P.) halló en contacto



con estas rocas y en relación discordante, sedimentitas portadoras de flora fósil, correspondientes a la Formación La Golondrina, atribuida al Pérmico inferior. Se trata de una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas arcósicas y niveles pelíticos con plantas fósiles, de rumbo general 320° con inclinaciones variables entre 15° y 30° hacia el este. El espesor medido fue de 200 m aproximadamente, debiendo aclararse que el mismo puede ser aún mayor. Un dique de composición granodiorítica intruye estas rocas.

Análisis macroscópicos permiten establecer en principio que los clastos alojados en los conglomerados han derivado fundamentalmente de las rocas del Complejo Río Deseado, aunque cabe destacar también la presencia de clastos de vulcanitas. Dichos clastos son de tamaño variable, con buen grado de redondeamiento, aglutinados por una matriz psammítica de tipo arcósico.

De acuerdo a la determinación del material paleoflorístico, efectuada por Arrondo (com. epistolar), el mismo se halla integrado por: *Sphenophyllum speciosum*, *Pecopteris* sp., *Sphenopteris* sp.,? *Vertebraria* sp., *Glossopteris browninana*, *G. stricta*, *G. damudica*, *G. ampla* y *Gangamopteris angustifolia*. Estos elementos permiten colocar a las sedimentitas, ubicadas inmediatamente encima del Complejo Río Deseado, dentro de la posición cronoestratigráfica de edad lubeckense, Pér-

mico inferior (Artiskiano - Kunguriano) según Arrondo (1972).

Los asomos de rocas basamentales y sedimentitas pérmicas aparecen sumamente cubiertos por piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura (Bayociano - Bathoniano), que se disponen en forma traslapante, mientras que en ciertos sectores se infiere la presencia de fracturas.

De lo expuesto surge como conclusión, que los afloramientos pérmicos de la Patagonia-Extraandina se extienden más hacia el Este de lo mencionado hasta el momento en la literatura geológica, configurando este hallazgo por el momento, el borde oriental de la cuenca pérmica continental y se trata de la primera observación de estas rocas en contacto con el basamento en este ambiente.

Cabe consignar asimismo que una relación de discordancia entre sedimentitas suprapaleozóicas y rocas más antiguas fue señalado por primera vez en Patagonia por Rolleri (1970). Posteriormente, en el área de Pampa de Agnia, Robbiano (1971) describió sedimentitas carbónicas sobre el Granito Catreleo.

Los autores expresan su agradecimiento a las autoridades del Servicio Minero Nacional por la autorización concedida para la publicación de este Trabajo, como asimismo al Dr. O. Arrondo por la determinación del material fosilífero y a los Dres. E. Rolleri, Cingolani y G. Chebli por las sugerencias brindadas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Arrondo, O. G. (1972) — *Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores. Provincia de Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata (n. s.), Secc. Pal., VII: 1 - 194 - La Plata.
- Chebli, G. A. y Ferello, R. (1974) — *Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina*. Nota Breve. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXIX, (4): 479 - 481 - Bs. As.
- Lesta, P. y Ferello, R. (1972) — *Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz* en Geol. Reg. Arg. Leanza A. L. Act. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba: 601 - 654.
- Robbiano, J. A. (1971) — *Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia Pcia. del Chubut*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXVI, (1): 4 - 56 - Bs. As.
- Rolleri, E. (1970) — *Discordancia en la base del Neopaleozoico al Este de Esquel* - Act. IV. Jorn. Geol. Arg. 2, Bs. As.

Recibido: septiembre 9, 1976.

N E C R O L O G I A



PROF. DR. CARLOS ALBERTO MENENDEZ

1921 - 1976

La repentina desaparición del Dr. Carlos Alberto Menéndez, ocurrida el 31 de agosto de 1976 priva a la paleobotánica argentina de una de sus más prominentes figuras. Nacido en Córdoba el 17 de agosto de 1921, orientó sus estudios hacia la geología egresando de la Universidad de Buenos Aires en 1951 con el título de doctor en Ciencias Naturales.

Su actividad profesional estuvo influenciada por una fuerte vocación paleontológica, que lo llevó a concretar numerosas investigaciones en el campo de la paleobotánica primero y de la palinología después. Luego de aquella primera contribución científica que fue el estudio de la flora mesozoica de la Formación Llantenes, su labor se multiplicó y diversificó en forma ininterrumpida hasta que la muerte lo sorprendió trabajando en su laboratorio del Museo Bernardino Rivadavia. Más de medio centenar de trabajos publicados en diversas revistas especializadas de Argentina y otras partes del mundo fueron el fruto de sus investigaciones. De esa larga lista se destacan sus trabajos pioneros sobre el análisis cuticular en la Argentina, como son sus estudios anatómicos de la flora jurásica del Bajo de Los Baguales y el de las Bennettitales de la flora de Ticó. También los estudios palinológicos en nuestro país tuvieron su precursor en el Dr. Menéndez, quien publicó en 1965 los resultados de sus investigaciones sobre palinomorfos contenidos en sedimentos con *Rhacopteris ovata*.

En el año 1947 ingresó a la División Paleobotánica del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Salvo una breve interrupción para desempeñarse como paleobotánico de la Dirección Nacional de Geología y Minería, allí desarrolló la mayor parte de su actividad profesional, siendo jefe de la citada División desde 1956 y el fundador de su Laboratorio de Palinología. En 1961, luego de la creación del CONICET ingresó a la Carrera del Investigador Científico, donde posteriormente alcanzaría los más altos niveles, continuando el estudio de las floras y microfloras fósiles argentinas con el auspicio de dicha Institución.

Becado por el Gobierno de la República Federal Alemana para realizar estudios en la Universidad de Munich, trabajó durante 1953-54 al lado del Profesor Karl Mägdefrau especializándose en nuevas técnicas paleobotánicas que aplicó en sus trabajos posteriores. Impulsado por su afán de perfeccionamiento solicitó y obtuvo en 1963 una beca de la John Guggenheim Foundation para visitar la Universidad de Tucson en Arizona, el Botanical Garden de New York y los más importantes centros de investigación paleobotánica de EE.UU. Su estancia en el Laboratorio de Geocronología de Tucson le permitió completar su formación palinológica al lado del Profesor Gerhard Kremp y realizar el primer estudio de importancia sobre microfloras argentinas.

La labor profesional del doctor Menéndez se vio alternada con la práctica de la docencia, la que desarrolló principalmente en la Universidad de Buenos Aires, aunque en forma discontinua. En 1947 comenzó su carrera docente como ayudante de la Cátedra de Botánica, y posteriormente de la de Plantas Vasculares al lado de quien fuera su maestro, el doctor Alberto Castellanos. Entre los años 1958/61 tuvo a su cargo el dictado de cursos de Paleobotánica, alcanzando el rango de Profesor Titular (ad-honorem) en 1971. También ejerció la docencia fuera del país dictando cursos de su especialidad como Profesor Invitado en la Universidad Federal de Porto Alegre. Sin embargo su capacidad para transmitir conocimientos no se circunscribió solamente al dictado de cursos en la Universidad, sino que halló su mejor expresión en el trato diario con los discípulos que formó en distintas especialidades.

Su incesante actividad lejos de agotarse en la investigación y la docencia, se extendió también a otros campos. En 1955 participó junto a otros colegas en la fundación de la Asociación Paleontológica Argentina, de la cual presidió la Comisión Directiva en varias oportunidades. Como director de la revista

Ameghiniana tuvo oportunidad de brindar durante varios años su valiosa experiencia a la más importante publicación latinoamericana de paleontología. Participó en numerosos congresos y reuniones científicas dentro y fuera del país, correspondiéndole siempre una actuación destacada. En 1966 asistió a la IIª Conferencia Internacional de Palinología realizada en Utrecht, Holanda, donde presentó con Diana P. de Badis un trabajo sobre esporas devónicas de Paraguay. En 1972 se trasladó a México para asistir al I Congreso Latinoamericano de Botánica, y dos años más tarde fue elegido para presidir la Comisión Organizadora del I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía realizado en agosto de 1974 en Tucumán.

Hasta aquí su fecunda actividad profesional, mas no quedaría completa esta semblanza si no se destacaran sus notables cualidades humanas. Un carácter alegre y una proverbial caballerosidad conjugaron su fina y equilibrada personalidad que permanecerá imborrable en quienes lo conocieron y trataron. Sirvan estas líneas como respetuoso homenaje de quien fue su discípulo y amigo.

Carlos Leopoldo Azcuy

VII CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

Auspiciado por la
Asociación Geológica Argentina

Se realizará en la ciudad de Neuquén del 9 al 15 de abril de 1978, y cuenta con el apoyo del Gobierno de la Provincia que lo ha declarado, mediante el respectivo decreto, de interés provincial. La fecha para la presentación de los resúmenes y de los trabajos vencen los días 30 de julio y 30 de octubre de 1977 respectivamente.

Las cuotas de inscripción establecidas en la segunda circular han sido prorrogadas hasta el 30 de noviembre de 1977.

Las personas o entidades interesadas en concurrir y que aún no hayan recibido la segunda circular, pueden requerirla por correspondencia a la Sede Oficial del Congreso: Maipú 645 piso 1º, 1006, Buenos Aires, Argentina.

INFORMACIONES

PREMIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

El Premio Anual de la Asociación Geológica Argentina, consistente en una medalla de oro y un diploma, fue instituido por el doctor Carlos D. Storni para distinguir a los autores, no mayores de 35 años de edad, que publiquen el trabajo más distinguido de cada tomo de la Revista. El día 17 de diciembre último el Presidente de esta Asociación hizo entrega, en un acto público, de los premios correspondientes a los años 1973 y 1974.

El doctor Héctor A. Leanza mereció el Premio de la Asociación Geológica Argentina 1973 por su trabajo titulado "Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limitrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia de Neuquén, República Argentina", publicado en el número 2 del Tomo XXVIII. Por su parte, el doctor Vicente Méndez se hizo acreedor al Premio de la Asociación Geológica Argentina 1974 por su trabajo titulado "Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' Oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile", publicado en el número 4 del Tomo XXIX.

En el mismo acto, el señor Daniel Carriquiri, ganador del concurso realizado para seleccionar el logotipo de la Asociación Geológica Argentina, recibió el premio correspondiente. Este logotipo aparece impreso, por primera vez, en la tapa del número 3 del Tomo XXXI de la Revista.

A continuación, el doctor Pedro Lesta pronunció una conferencia acerca del "Estado actual del conocimiento geológico del margen continental argentino".

PREMIO DE LA SOCIEDAD CIENTIFICA ARGENTINA 1975

La Sociedad Científica Argentina otorgó esta distinción, en la rama Ciencias de la Tierra, disciplina Geología, a los doctores Juan Carlos M. Turner y Pedro Lesta, y en la disciplina Hidrología al doctor Herminio Pérez.

INGRESO DE UN NUEVO ACADEMICO

El doctor Emiliano P. Aparicio ha sido designado Miembro Correspondiente de la Academia Nacional de Ciencias de Buenos Aires.

PREMIO DEL INSTITUTO DE MINERIA, GEOLOGIA Y METALURGIA DE LA INDIA

Esta Institución ha creado un premio consistente en una medalla de oro, que se otorga cada tres años a aquellos investigadores que se hayan destacado en su contribución al conocimiento de la geología del Gondwana. Esta medalla, llamada *Chrestien Mica Gondwanaland Medal Advisory Board*, ha sido otorgada, para el período 1972-1974, al doctor Arturo J. Amos, quien es el primer científico latinoamericano que ha sido honrado con esta distinción.

29º CONGRESO BRASILEÑO DE GEOLOGIA

Entre los días 29 de octubre y 5 de noviembre de 1976, se realizó en Belo Horizonte (Minas Gerais), el 29º Congreso Brasileño de Geología, que contó con 1.578 participantes inscriptos. En las distintas Sesiones Técnicas fueron presentados 320 trabajos, además de contribuciones presentadas en cuatro Simposios (Paleontología, Fertilizantes, Ferrosos, No Ferrosos), cinco Mesas Redondas y cuatro conferencias, totalizaron más de 400 contribuciones. El doctor Klaus Keil, del proyecto Viking (USA), actualmente adjunto al Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo, pronunció una primera conferencia sobre la "Exploración geológica de Marte - Proyecto Viking". Fueron programadas también siete diferentes excursiones posteriores al Congreso.

Los Congresos Brasileños de Geología se realizan cada dos años y son propiciados por la Sociedad Brasileña de Geología (SBG). En este año el Congreso conmemoró el Primer Centenario de la fundación de la Escuela de Minas de Ouro Preto, próxima a Belo Horizonte, región famosa por sus yacimientos de minerales de hierro.

Los trabajos presentados están siendo publicados en los *Anais do 29º Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia*. El próximo Congreso será realizado en Recife (Pernambuco) en 1978. O. Rösler.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645 - Piso 1º - Buenos Aires - Argentina

COMISION DIRECTIVA

(1975-1977)

| | |
|--------------------------------|-------------------------|
| <i>Presidente:</i> | DR. ROBERTO CAMINOS |
| <i>Vicepresidente:</i> | DR. JUAN CARLOS RIGGI |
| <i>Secretario:</i> | DR. NORBERTO MALUMIÁN |
| <i>Tesorero:</i> | DR. CARLOS L. AZCUY |
| <i>Vocales:</i> | LIC. MIGUEL ULIANA |
| | LIC. FRANCISCO NULLO |
| | DR. GUALTER CHEBLI |
| <i>Vocales suplentes:</i> | DR. RICARDO VARELA |
| | LIC. ROBERTO O. GAZZANI |

COMISION DE LA REVISTA Y PUBLICACIONES

Director: DR. ROBERTO CAMIÑOS

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

Miembros Honorarios

- † Prof. DR. PABLO GROEBER
- † Prof. DR. JUAN KEIDEL
- † Prof. DR. JOAQUÍN FRENGUELLI
- † Prof. DR. FRANCO PASTORE
- † Prof. DR. ANGEL V. BORRELLO
- † Prof. DRA. EDELMIRA MÓRTOLA
- † Prof. DR. ARMANDO F. LEANZA
- † Prof. DR. HORACIO J. HARRINGTON
- † Prof. DR. JORGE POLANSKI
- † DR. CARLOS D. STORNI
- Prof. DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO
- Prof. DR. OSVALDO I. BRACACCINI
- Prof. ING. VICTORIO ANGELELLI
- Prof. DR. PERCY QUENSEL
- Prof. DR. RICHARD FOSTER FLINT

Miembros correspondientes

- † Prof. DR. ARNOLD HEIM
- † Prof. DR. LUCIANO JACQUES DE MORAES
- † Prof. DR. ABEL HERRERO DUCLOUX
- † Prof. ING. JORGE MUÑOZ CRISTI
- † Prof. DR. ENRIQUE GERTH
- Prof. DR. VÍCTOR M. LÓPEZ
- Prof. DR. GUILLERMO ZULOAGA
- Prof. ING. HÉCTOR FLORES WILLIAMS
- Prof. ING. CARLOS RUIZ FULLER
- Prof. DR. RODOLFO MÉNDEZ ALZOLA

Miembros Benefactores

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.
Comisión Nacional de Energía Atómica.
Dirección Nacional de Fabricaciones Militares.

Miembros Protectores

Yacimientos Petrolíferos Fiscales
Amoco Argentina Oil Company
A.P.C.O. Argentina Inc.
Argentina Cities Service Exploración
Bridas Cactus Perforaciones
Compañía Minera Aguilar S.A.
Geowel S.A.I.C.
Geverovich Hnos.
Petrolera Argentina San Jorge
Soc. Minera Pirquitas Piccetti y Cía.
Riominsa S.A.M.I.C. y F.
Tafil Minera Ind. y Comercial

INDICE ALFABETICO DEL TOMO XXXI

| | |
|--|-----|
| ACEÑOLAZ, FLORENCIO G., TOSELLI, ALEJANDRO Y GONZÁLEZ, OSVALDO, Geología de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca | 127 |
| ANGELELLI, VICTORIO, GALLONI, E., ARROSPIDE, ALBERTO Y FIGINI, C., La clorita del Yacimiento Ferrífero de Zapla, provincia de Jujuy | 223 |
| CASTAÑO, OMAR FERNANDO, Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la zona de La Costa, Dptos. Castro Barros y Arauco, La Rioja | 11 |
| COIRA, BEATRIZ L. L. Y PEZZUTTI, NORMA E., Vulcanismo cenozoico en el ámbito de Puna Catamarqueña | 33 |
| JENSEN, OSCAR L. Y VICENTE, JEAN CLAUDE, Estudio geológico del área de "Las Juntas" del río Copiapó, provincia de Atacama, Chile | 145 |
| KILMURRAY, JORGE O., Superposición de movimientos en tres áreas metamorfoseadas de la Argentina | 3 |
| LEVERATTO, MIGUEL ANGEL, Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica | 53 |
| LLUCH, JUAN J. Y SPALLETTI, LUIS A., Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, Provincia de Santa Cruz | 23 |
| MALUMIÁN, NORBERTO Y MASIUK, VLADÍMIR, Foraminíferos de la Formación Cabeza de León (Cretácico Superior, Tierra del Fuego, Argentina) | 180 |
| MON, RICARDO, La tectónica del borde oriental de los Andes, en las provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina | 65 |
| RAPELA, CARLOS W., El Basamento Metamórfico de la región de Cafayate, provincia de Salta - Aspectos petrológicos y geoquímicos | 203 |
| RAPELA, CARLOS W., Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta - Aspectos petrológicos y geoquímicos | 260 |
| ROSSI DE TOSELLI, JUANA N., TOSELLI, ALEJANDRO Y TOSELLI GUSTAVO A., Migmatización y metamorfismo en el basamento de la sierra de Quilmes, al oeste de Colalao del Valle, provincia de Tucumán, Argentina | 83 |
| SCANAVINO, RAÚL, Acerca de la presencia de sucesiones de flysch olistolítico en el oeste argentino | 174 |
| SKARMETA M., JORGE, Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la provincia de Aisén, Chile | 73 |
| SPALLETTI, LUIS A. Y GUTIÉRREZ, RICARDO, Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del monte de San Lorenzo, provincia de Santa Cruz | 95 |
| SPALLETTI, LUIS A., Sedimentología de gravas glaciales, fluviales y lacustres de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz | 241 |
| TOUBES, ROBERTO O. Y SPIKERMANN, JUAN PEDRO, Algunas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza | 118 |
| NOTAS BREVES: | |
| ACEÑOLAZA, FLORENCIO G., Consideraciones bioestratigráficas sobre el terciario marino de Paraná y alrededores | 61 |
| ACEÑOLAZA, FLORENCIO G., Consideraciones bioestratigráficas sobre el terciario marino de Paraná y alrededores | 61 |
| ARCIDIÁCONO, EVA C. Y BEDLIVY, DORA, Datos preliminares sobre el hallazgo de un nuevo mineral de uranio, en Tanti, provincia de Córdoba, Argentina | 232 |
| ARIAS, JULIO E., Y CHÁVEZ MANRIQUE, ANGEL M., El Grupo Orán en el valle de Lerma, Provincia de Salta, República Argentina | 59 |
| ESPELTA, CARLOS MORENO, ARIAS, JULIO E. Y CHÁVEZ MANRIQUE, ANGEL, Nuevos afloramientos de vulcanitas cretácicas (Grupo Salta) en la sierra de La Candelaria, Salta, República Argentina | 137 |
| HALLER, MIGUEL, Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia Extraandina | 141 |
| IRIONDO, MARTÍN H., Algunos problemas geológicos del Litoral | 62 |

| | |
|--|-----|
| MALUMIÁN, NORBERTO Y PLOSZKIEWICZ, JUAN V., El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina | 279 |
| PESCE, ABEL H., Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil | 139 |
| SCOTTA, EGIDIO S., Y VESCO, CARLOS JORGE, Las relaciones entre la geología y la edafología | 63 |
| VIERA, ROBERTO Y PEZZUCHI, HUGO, Presencia de sedimentitas permicas en contacto con rocas del "Complejo Metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Estancia Dos Hermanos, Provincia de Santa Cruz | 281 |
| COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS | 143 |
| INFORMACIONES: | |
| III Congreso Latinoamericano de Geología | 235 |
| XXV Congreso Mundial de Geología | 235 |
| Primer Congreso Geológico Chileno | 236 |
| Premio de la Asociación Geológica Argentina | 285 |
| Premio de la Sociedad Científica Argentina 1975 | 285 |
| Ingreso de nuevo Académico | 285 |
| Premio del Instituto de Minería, Geología y Metalurgia de la India | 285 |
| 29º Congreso Brasileño de Geología | 285 |
| NECROLOGÍAS: | |
| PROF. DR. CARLOS ALBERTO MENÉNDEZ (1921-1976) | 284 |
| PROF. DR. HEINRICH GERTH (1884-1971) | 238 |

EL NUMERO 4 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 30 DE AGOSTO
DE 1977 EN LOS TALLERES GRAFICOS
ZLOTOPIORO S.A.C.I.F., SARMIENTO 3149, BUENOS
AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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

NORMAS Y SUGERENCIAS PARA LOS AUTORES

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

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

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

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

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

6. **ILUSTRACIONES.** Deberán ser las estrictamente necesarias para completar el texto. Los mapas, perfiles, diagramas, etc., serán dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china. Se aconseja el dibujo en tamaño doble con respecto al de su publicación, cuidando que la dimensión de las letras y la abertura de las rastras permitan su reducción en forma legible. Los mapas y perfiles llevarán escala gráfica y, en una esquina inferior, el nombre del autor y el año de confección. Las letras deberán ser dibujadas con letógrafo. Los mapas de ubicación que comprendan la totalidad del territorio argentino deberán incluir además el Sector Antártico, dibujado a otra escala en cualquier espacio libre. Todas las localidades mencionadas en el texto figurarán en las ilustraciones. Se recomienda el mejor aprovechamiento posible del espacio, evitando dejar superficies en blanco que puedan ser ocupadas por referencias o títulos. Es importante que el marco de las ilustraciones se adecúe a la relación de medidas de la caja: 14 × 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.

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA

| | |
|-------------------------------|---|
| <i>Presidente:</i> | DR. ROBERTO CAMINOS |
| <i>Vicepresidente:</i> | DR. JUAN CARLOS RIGGI |
| <i>Secretario:</i> | DR. NORBERTO MALUMIÁN |
| <i>Tesorero:</i> | DR. CARLOS LEOPOLDO AZCUY |
| <i>Vocales:</i> | LIC. MIGUEL ANGEL ULIANA LIC. FRANCISCO E. NULLO DR. GUALTER CHEBLI |
| <i>Vocales suplentes</i> | 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. Kimpasa (Busolini 1661, San Miguel)
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez (Cabildo 63)
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 Baldís (Ángel 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 401 - 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, 01.00 São Paulo

Chile:

- Dr. Reynaldo Charrier, Departamento de Geología. Casilla 13518, Correo 21, Santiago de Chile

Paraguay:

- Dr. Gustavo Vera Morigo, Ministerio de Obras públicas y Comunicaciones, Oliva y Alberdi 5 piso, Casilla de Correo 1662. Asunción

Uruguay:

- Dr. Graciano Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo

Bolivia:

- Dr. Rafael Suárez Soruco, Casilla 727, Santa Cruz, Bolivia

| | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| CORREO ARGENTINO Central B | TARIFA REDUCIDA Concesión N° 9157 |
| | FRANQUEO PAGADO Concesión N° 3667 |

CONTENIDO

| | |
|--|-----|
| Sedimentología de gravas glaciales, fluviales y lacustres de la región del Cerro San Lorenzo, Provincia de Santa Cruz LUIS A. SPALLETTI | 241 |
| Las rocas granitoides de la región de Cafayate, provincia de Salta aspectos petrológicos y geoquímicos CARLOS W. RAPELA | 260 |
| <i>Notas breves</i> | |
| El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina NORBERTO MALUMIÁN Y JUAN V. PLOSKIEWICZ | 279 |
| Presencia de sedimentitas permicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Extraandina, Estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz ROBERTO VIERA Y HUGO PEZZUCHI | 281 |
| <i>Necrología</i> | |
| CARLOS ALBERTO MENÉNDEZ (1921-1976) | 284 |
| <i>Informaciones</i> | |
| Premio de la Asociación Geológica Argentina | 285 |
| Premio de la Sociedad Científica Argentina 1975 | 285 |
| Ingreso de un nuevo Académico | 285 |
| Premio del Instituto de Minería, Geología y Metalurgia de la India | 285 |
| 29° Congreso Brasileño de Geología | 285 |