

SEDIMENTOLOGIA DE LAS ARENAS DEL RIO GRANDE DE JUJUY

Por MARIO M. MAZZONI y LUIS A. SPALLETTI¹

RESUMEN

El presente trabajo es una investigación mineralógica y textural de los sedimentos psamíticos del río Grande de Jujuy. Este curso, de diseño entrelazado, recorre bajo condiciones de clima semiárido desde sus cabeceras hasta León y tropical serrano en su tramo inferior, la Quebrada de Humahuaca, surcando la unidad morfoestructural denominada Cordillera Oriental (compuesta, en orden de abundancia, por sedimentitas epiclásticas, metamorfitas de bajo rango, sedimentitas piroclásticas y químicas, vulcanitas y escasas rocas plutónicas).

El análisis mineralógico de las arenas permitió deducir que los componentes pesados (principalmente clastos líticos, minerales opacos, hornblenda, hipersteno y micas) son más abundantes en la fracción muy fina (88-125 micrones). Por su parte el lote de livianos (compuesto de cuarzo teñido con hematita, cuarzo límpido, plagioclasas, clastos líticos, feldespatos potásicos, calcita y trizas vítreas) no presenta variaciones porcentuales en relación con la granulometría. Estos componentes han permitido clasificar las arenas como arcósicas, líticas y feldespáticas, en ese orden de abundancia.

Las variaciones en el porcentaje de minerales a lo largo del curso son atribuidas a aportes laterales por tributarios y, en menor grado, a distinta resistencia de las especies ante el transporte.

En lo que respecta al análisis de redondez se determinó que en regímenes como los de este curso, no es posible superar cifras de 0,4 y 0,5 para las fracciones 88-125 y 125-250 micrones, respectivamente. La redondez elevada en especies pesadas, en cuarzo teñido con hematita y en plagioclasas se atribuye a la herencia. Asimismo la paulatina disminución de redondez con el transporte en la fracción más fina se explica por ruptura de clastos aguas abajo.

¹ Jefes de trabajos prácticos con dedicación exclusiva de la Cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

ABSTRACT

This work aims at investigating the behavior of the Rio Grande sandy sediments. A typical braided stream, the Rio Grande flows along the Quebrada de Humahuaca in the province of Jujuy, under semiarid conditions in most of its course, except in its lower stretches where rainy conditions prevail. The basin rocks are mostly low range metamorphic, epiclastic rocks; pyroclastic, chemical and volcanic rocks are also frequent, while plutonic rocks are scarce.

Mineralogical analyses reveal that heavy clasts (mainly lithics, opaques, hornblendes, hypersthènes and micas) are more abundant in the smaller sized fraction (88-125 microns). Conversely, light minerals (hematitic stained quartz, cleaned quartz, plagioclases, lithic fragments, potassic feldspars, calcite, and volcanic glass) show no significant percentual changes with size. According to the proportions of light minerals, sands are classified as arkosic, lithic and feldspathic varieties.

Changes downstream in the mineralogical contents are attributed to the influence of tributaries, and, to a lesser extent, to differential resistance to transport.

On the basis of roundness analyses, it is concluded that in streams similar to the Rio Grande, there is little possibility to exceed values of the order of 0.4 and 0.5 respectively for the 88-125 and 125-250 microns fractions. High roundness values in heavy minerals in stained quartz, and in plagioclases are ascribed to heritage. The slow diminution of roundness downstream is attributed to breakage during transport.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto analizar el comportamiento de las fracciones arenosas finas y muy finas en el transporte fluvial. El estudio se ha enfocado desde dos puntos de vista: el textural, donde se ha prestado especial atención a la redondez, y el mineralógico, en particular las variaciones que se producen a lo largo del cauce del río Grande de Jujuy.

El primer aspecto es de innegable importancia sedimentológica, y así fue entendido por los numerosos autores que sintieron, desde hace unos cuarenta años, la necesidad de estudiar en el ámbito natural ciertos enunciados teóricos, con la finalidad de confirmar su validez. Cabe destacar, que en este aspecto, las investigaciones no han sido suficientemente proficuas, de allí que se estimara necesario encarar el análisis de esta propiedad dentro del intervalo arenoso citado, el más discutido en cuanto a variaciones de redondez, pues la reducida masa de sus individuos provoca dudas sobre la efectividad de la abrasión.

Muchos investigadores también se han dedicado a estudiar el comportamiento de distintos minerales, no sólo frente al transporte sino

asimismo frente a la meteorización y la diagénesis. Sin analizar a fondo el papel de estos tres procesos, determinan especies metaestables e inestables. Es por ello que se considera necesario hacer una distinción entre los mecanismos citados, ya que el comportamiento de los minerales puede ser distinto en cada caso.

Con esta contribución se intenta aclarar en parte, la reacción de una variada asociación de especies frente al agente de transporte fluvial, campo en el que se necesitan mayor número de investigaciones.

La elección de un río como el Grande se fundó en su complejidad, ya que atraviesa zonas geológicas y tectónicamente complicadas, recibe numerosos afluentes de características diversas y corre por dos regiones climáticas contrastantes. A todos estos factores, que se pensó podría ser interesante analizar, se sumó su accesibilidad, la facilidad que presenta para realizar muestreos en el álveo y la de obtener muestras psamíticas espaciadas en forma perfectamente equidistante, gracias a su trazado rectilíneo entre Humahuaca y San Salvador de Jujuy.

AREA DE ESTUDIO

Clima

La zona drenada por el río Grande de Jujuy y sus tributarios, se caracteriza por presentar dos tipos diferentes de clima, determinados por el volumen de las precipitaciones pluviales. Es conveniente entonces, analizar la distribución de isohietas. Estas oscilan entre 150 y 900 milímetros anuales, encontrándose los valores máximos en una faja semicircular centrada en San Salvador de Jujuy. Las curvas decrecen gradualmente a partir de ese punto, pero hacia el norte la variación es más brusca, al extremo que en esa dirección, y a 40 km de la ciudad capital —en la localidad de Volcán— las precipitaciones anuales sólo alcanzan los 300 milímetros (tabla I).

Ello trae como consecuencia que, en la zona comprendida entre León y Volcán, se produzcan bruscos cambios en la vegetación. Hacia el sur se halla la provincia fitogeográfica de la selva tucumano-oranense sustentada por clima tropical serrano (Arg. Suma Geog., 1960). Este se caracteriza por presentar copiosa y constante condensación pluvial en época estival, mientras que en invierno las lluvias son casi nulas, estando las heladas limitadas de junio a agosto. Hacia el norte el clima es semidesértico, siendo su característica principal las precipitaciones estivales cortas y torrenciales. La vegetación asociada a este clima es muy escasa y ha sido incluida por Hauman *et al.* (1947) en la provincia fitogeográfica prepuneña.

TABLA I
Precipitaciones

Servicio Meteorológico Nacional. Datos 1921-1951 (1962)

Localidad	Media	Máxima	Mínima
Iturbe.....	279	488	102
Humahuaca.....	191	358	77
Huacalera.....	168	331	29
Tumbaya.....	179	399	30
Volcán.....	313	595	138
León.....	918	1281	557
S. S. de Jujuy.....	898	1567	138

Un rasgo interesante de la región tropical, es la presencia, en las quebradas transversales al río Grande de Jujuy, de tupida vegetación arbórea en las laderas que miran al sur; éstas contrastan con las superficies sólo cubiertas por gramíneas en las que inclinan al norte. La señalada particularidad es debida a la entrada por el sur de los vientos húmedos del Atlántico que condensan sobre la margen norte de las citadas quebradas.

De lo anteriormente expuesto, se hace evidente que la mayor parte del recorrido del río Grande está ubicada en zonas con precipitaciones que varían entre 150 y 300 milímetros anuales, esto es desde sus cabeceras (cerca de Tres Cruces) hasta la localidad de Volcán.

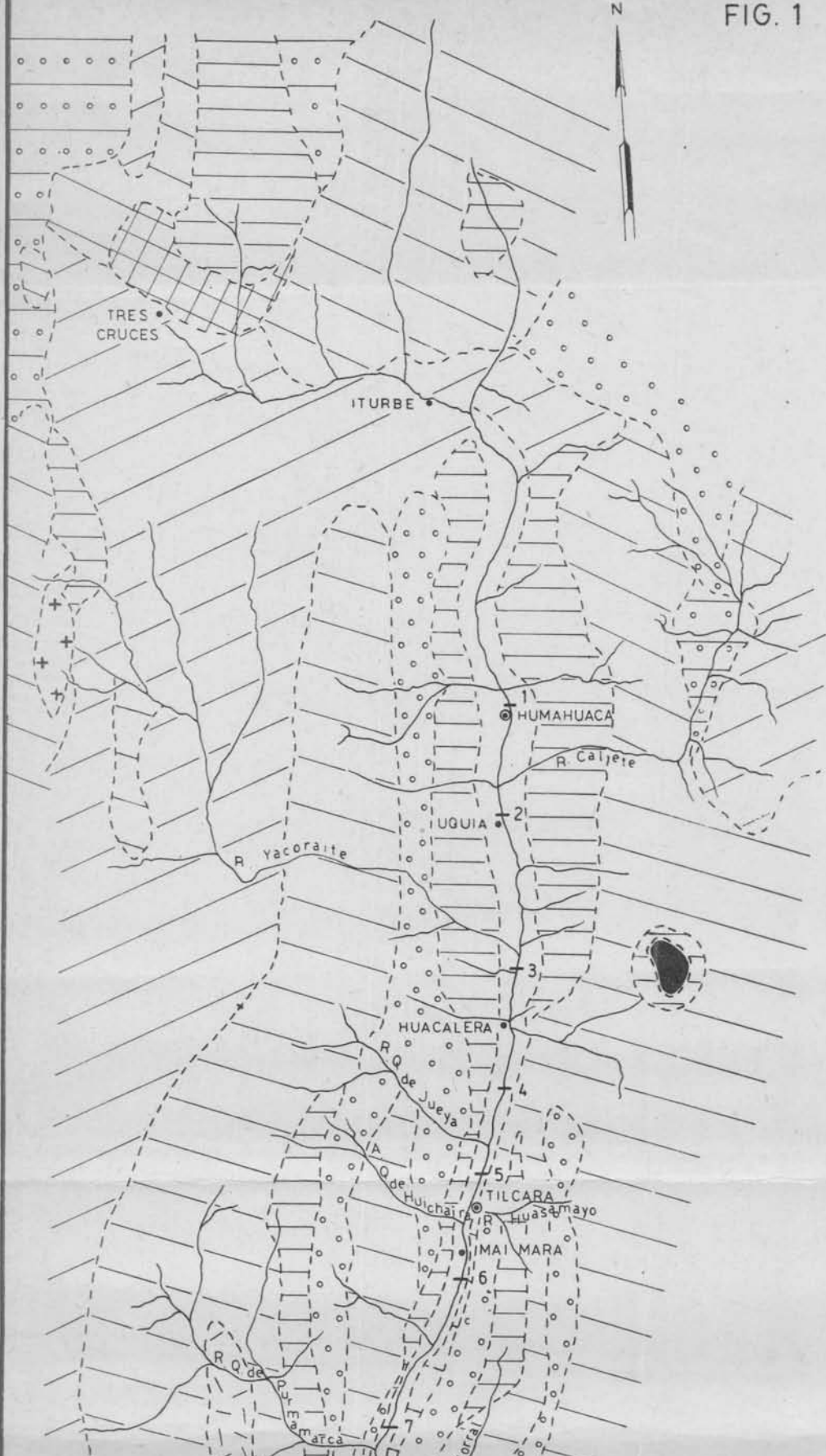
Topografía

La Quebrada de Humahuaca es un estrecho valle de rumbo meridional, flanqueado por altos cordones montañosos que determinan permanentemente desniveles de más de 2500 m entre los puntos de máxima y mínima altitud, o sea línea de cumbres y curso del río Grande, respectivamente.

Las abruptas pendientes de los cordones caen prácticamente a pique sobre la quebrada principal, salvo donde son cortadas por los tributarios del río Grande. En la porción más septentrional, el valle tiene perfil asimétrico, con el borde oriental más tendido. Este fenómeno es notable en Humahuaca, donde la quebrada pierde su morfología de valle profundo y se abre en un extenso plano hacia el naciente.

FIG. 1

N



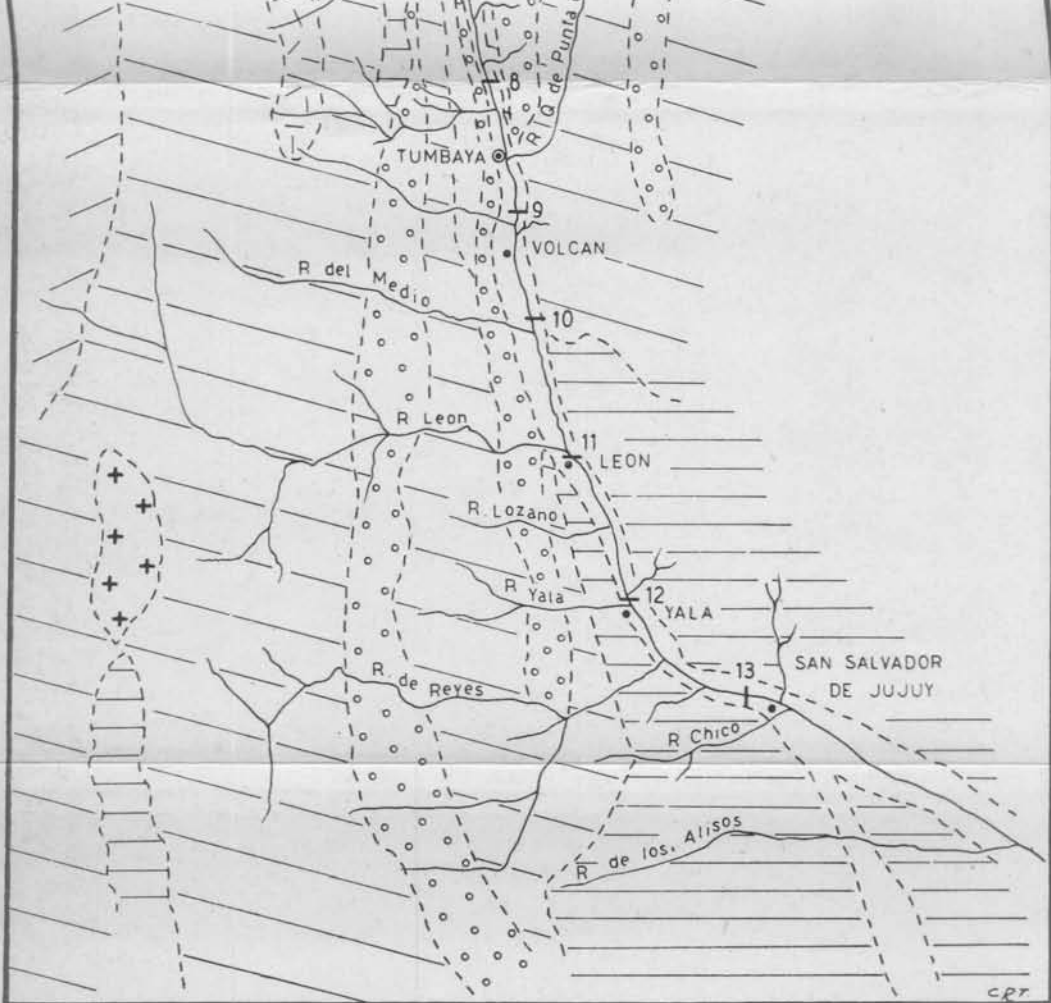












Fig. 1. — Geología del área drenada por el Río Grande de Jujuy (Sgrosso, 1939)

- 3 Estación de muestreo.
-  Esquistos verdes precámbricos y grauvacas.
 -  Cuarcitas rosadas, pizarras y areniscas violáceas cambro-silúricas.
 -  Rocas graníticas permo-triásicas.
 -  Areniscas rojas inferiores.
 -  Meláficos.
 -  Areniscas calcáreas, conglomerados y margas multicolores.
 -  Areniscas amarillentas o rojizas (Areniscas Superiores), areniscas y margas parduscas (Terciario Subandino) y Estratos Jujeños.
 -  Rocas dacíticas (Mioceno-Plioceno).
 -  Areniscas, tobas y mantos de rodados (Pleistoceno).
 -  Loess y limos de los valles y acarreo fluvial.

En el tramo medio del curso, como por ejemplo en la zona de Tilcara, el valle tiene perfil simétrico con altas cumbres que se levantan rápidamente a ambos lados del río, que allí presenta una planicie de inundación más amplia. Como rasgo importante, puede señalarse que desde el Angosto de Perchel hacia el sur (hasta Volcán), pese a que los cerros de la margen oriental no son más altos, tienden a elevarse más abruptamente que los del otro borde. Estos últimos se levantan unos cuantos kilómetros al oeste de la Quebrada de Humahuaca, de la que están separados por tres o más divisorias bajas. Estas divisorias hacen que se originen tributarios paralelos al río Grande que generalmente bajan a un afluente transversal de rumbo oeste-este.

En la zona de Yala, se hace notable la diferencia de altitud entre los cerros ubicados al este con los que están en la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca. Aquí son comunes los desniveles de más de 1500 m entre el cordón occidental y el valle, mientras que del otro lado las diferencias son tan sólo de 600 a 700 m.

Al sur de Yala, más exactamente en la confluencia del río Reyes con el Grande, se encuentra el límite sur de la Quebrada de Humahuaca. Es en este sitio donde la ladera occidental se encuentra más alejada del río Grande. Desde la ciudad de San Salvador de Jujuy hasta el pie de los cerros del poniente hay distancias del orden de 10 km ocupadas por bajadas con pendientes de 2 % hacia el este-noreste.

EL RIO GRANDE DE JUJUY

Características generales

Este curso de agua forma parte del sistema hidrográfico del río Bermejo. Se origina al este de Tres Cruces, en las vertientes occidental y meridional de la serranía de Zenta, y se desplaza con rumbo nort-sur por la Quebrada de Humahuaca (fig. 1). Múltiples tributarios concurren al cauce principal; entre los de mayor importancia figuran los ríos Yacoraite, Purmamarca, Medio, León, Lozano, Yala, Reyes y Alisos para la margen occidental, y Calete, Huasamayo y Punta Corral para la oriental (figs. 1 y 2). Es de destacar que la mayor parte del volumen hídrico es aportado por los afluentes occidentales.

Las características de los tributarios, al estar determinadas por el clima de la región, varían a partir del umbral que separa la región tropical serrana de la semidesértica (Volcán). Desde ese punto hacia el norte, los afluentes del río Grande son de carácter transitorio y

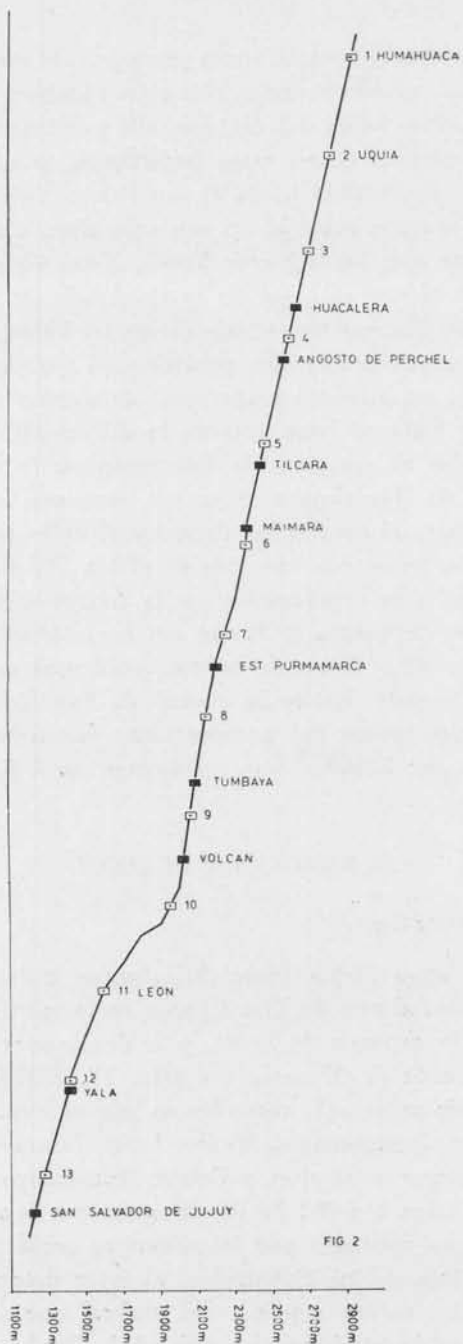


FIG 2

Fig. 2. — Perfil longitudinal del Río Grande de Jujuy entre Humahuaca y San Salvador de Jujuy. Referencias: □, puntos de muestreo; ■, localidades

activos sólo durante el período estival. Es entonces cuando vierten en el cauce del colector principal, sus aguas muy cargadas de detritos de variados tamaños, que en algunas oportunidades alcanzan el carácter de flujos de barro. Por otra parte, hacia el sur de la cota de 2000 m. los tributarios son ríos permanentes de mayor caudal.

Después de su confluencia con el Reyes, el río Grande cambia su rumbo hacia el sudeste, pasa por la ciudad capital y se une finalmente con el río Perico para formar el San Pedro, luego de haber recorrido desde sus nacientes unos 214 km. La cuenca drenada por el río Grande tiene un ancho de 37,5 km el que multiplicado por su longitud hace un área de 8025 kilómetros cuadrados.

Por su parte, el río San Pedro, que tiene rumbo noroeste, al unirse con el Labayén constituye el San Francisco (de rumbo sur-norte) el que al llegar al Grande de Tarija origina el río Bermejo.

Cabe agregar que para la escala 1:750.000 se determinó que los cursos tributarios del río Grande son generalmente de orden 1 ó 2 (Horton, 1955). Escasos afluentes tienen orden superior, v. gr. los ríos Purmamarca y Yacoraite que son de orden 4. En consecuencia el Grande sería de quinto orden (fig. 1).

En lo que respecta a su plano aluvial, el río Grande, en la zona estudiada, tiene un ancho máximo de 800 m en las cercanías de San Salvador de Jujuy. Hacia el norte esta superficie se estrecha, hasta llegar a Volcán donde adquiere su mínimo desarrollo con 30 m; pero a partir de ese punto vuelve a aumentar progresivamente su ancho hacia el norte, fluctuando entre 200 y 600 m de amplitud.

Los materiales que constituyen este plano son esencialmente arenosos. Estos sedimentos predominan netamente en el extremo norte del río, pero a medida que se avanza aguas abajo se produce aumento en el contenido de material pélico, que se concentra preferencialmente tanto en los bordes de los canales como en las pequeñas terrazas que separan cada uno de los cauces del río Grande.

Por su parte, los sedimentos pséfíticos, representados por escasas guijas y guijarros en las estaciones superiores, son mucho más abundantes desde la estación 10 hacia el sur; se ubican preferentemente en el álveo y su granulometría aquí es mayor, de manera que las guijas y guijarros anteriormente citados aparecen junto a buena cantidad de guijones.

Perfil longitudinal

En el perfil longitudinal del río Grande, entre Humahuaca y San Salvador de Jujuy, pueden reconocerse dos sectores bien diferenciados (fig. 2). El primero va desde Humahuaca hasta la cota de 2000 metros —donde desemboca el río del Medio, en la vecindad de Volcán— punto clave ya que marca el cambio climático. Este tramo se caracteriza por presentar trazado aproximadamente recto con pendiente esencialmente constante (de $0^{\circ} 43'$ en promedio = 1.025 %). La formación de perfiles longitudinales rectos ha sido atribuida por Leopold *et al.* (1964) a incremento aguas abajo en el tamaño de los materiales arrastrados, efecto que fue notado en el río Grande y que se atribuye a dos razones: una es el angostamiento de la Quebrada de Humahuaca en el tramo medio, y la otra el aumento de los desniveles entre la línea de altas cumbres y el piso del valle.

Hacia el sur de la cota de 2000m se nota brusco cambio en el ángulo de pendiente del perfil, ya que éste se incrementa en forma marcada, de tal manera que la porción entre Volcán y San Salvador de Jujuy, tiene un valor promedio de $1^{\circ} 12'$ (2.10 %); además la línea recta del trazado del perfil en el tramo superior, se vuelve cóncava hacia arriba (fig. 2).

Este peculiar desarrollo del perfil hace que el punto ubicado en la cota de 2000m marque el sitio de mayor convexidad. Evidentemente este es un punto clave en la conformación del actual perfil, y por lo tanto debe ser analizado convenientemente.

En la citada cota, se encuentra el conocido abanico aluvial de Volcán constituido por enormes acumulaciones de cenoglomerados que se han derramado periódicamente hasta alcanzar el río Grande, desviando notoriamente su curso, a tal punto que llegaron a endicarlo repetidas veces y lo recostaron contra la margen oriental de la quebrada. Los flujos de barro de Volcán —responsables de los citados depósitos— son los agentes que mayor volumen de materiales han cedido y ceden al río Grande de Jujuy a lo largo de todo su recorrido.

Al producirse en este punto un marcado desequilibrio en la relación carga-caudal del colector, se origina una anomalía que queda reflejada en el perfil por cambios en su pendiente, ya que las nuevas condiciones, determinadas por aumento de carga, exigen pendiente creciente aguas abajo (Derruau, 1965).

El desarrollo de perfil cóncavo a partir de la cota de 2000m podría

atribuirse a disminución paulatina en el tamaño de los detritos acarreados por el río Grande, tal como lo enunciara Hack (en Leopold *et al.*, 1964). Esto puede explicarse porque al ser el río del Medio el tributario de mayor competencia, los afluentes ubicados al sur —si bien son permanentes— no alcanzan a superar el volumen y tamaño de los detritos aportados por aquel curso. Al no haber contribución lateral de detritos más gruesos al sur de Volcán y al producirse transporte selectivo en los términos psefíticos del río Grande, a partir de ese punto se desarrolla perfil cóncavo.

Cabe aclarar que estas interpretaciones, si bien están sustentadas por observaciones efectuadas en el terreno, no fueron objeto de estudio detallado.

Régimen

El río Grande, curso de diseño entrelazado (*braided river*), es permanente en casi todo su recorrido, habiéndose determinado los siguientes aforos en la ciudad de San Salvador de Jujuy: módulo 16.6 metros cúbicos por segundo; máximo medio 185.3 metros cúbicos por segundo y mínimo 3.6 metros cúbicos por segundo (Arg. Suma Geogr., 1960).

ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA DEL AREA DRENADA POR EL RIO GRANDE

El río Grande corre paralelamente a la unidad morfoestructural denominada Cordillera Oriental, constituida por rocas de edad precámbrica, cámbrica, ordovícica, cretácica, terciaria y cuaternaria. Entre los numerosos trabajos geológicos efectuados en esta zona, merecen citarse los de Brackebusch (1883), Bonarelli (1913), Keidel (1917), Sgrosso (1939), Herrero Ducloux (1940), Turner (1959, 1960), Chomnales (1960) y Ramos *et al.* (1967). El único autor que ha presentado un mapa geológico de esta región es Sgrosso (1939), de quien se tomó el bosquejo de la figura 1.

El precámbrico (*Formación Puncoviscana*) está formado por esquistos verdes (cuarzo-cloríticos), filitas de ese color y gris azulado verdosas, a las que se suman cuarcitas, grauvacas y algunos filones de cuarzo (Sgrosso, 1939; Herrero Ducloux, 1940, Chomnales, 1960 y Ramos *et al.*, 1967) en dos términos: uno de edad cámbrica y otro

ordovícico. El primero de ellos, denominado por Turner (1960) *Grupo Mesón* está compuesto por tres formaciones que son, en orden creciente de edad, *Lizoite* —constituida según Ramos *et al.* (1967) por ortoconglomerados oligomícticos y ortocuarcitas blanco-rosadas—, *Campanario* —con ortocuarcitas y “areniscas silíceas” pardo moradas intensas y con distintos tonos de verde (Ramos *et al.*, 1967) — y *Chalhualmayoc* —que según estos autores contiene “areniscas silíceas” de grano fino algo rosadas—.

El Ordovícico, Tremadociano, está representado de abajo hacia arriba por las formaciones *Huichaira* —que porta brechas calcáreas y subgrauvacas gris rosadas a verdosas con calizas gris azuladas y oscuras, protocuarcitas y areniscas limolíticas—; *Pocoy* y *Coquena* —con lutitas grises y verdes, y negras que alternan con calizas oscuras, también areniscas arcillosas gris claras a amarillas— y *Cienaguillas* —que porta lutitas, a veces arenosas, amarillentas verdosas o grisáceas— (Ramos *et al.*, 1967). Cabe agregar que Sgrosso encontró en la región de Aguilar, que las calizas de su cámbrico-silúrico han dado lugar a la formación de una serie de minerales de contacto a causa de las intrusiones graníticas posteriores.

Después de gran *hiatus*, aparecen capas atribuidas al Cretácico por Ibáñez (1960), y denominadas *Grupo Salta* por Turner (1959). Este Grupo está constituido por cuatro formaciones, las que en orden decreciente de edad son: *Pirgua* (Areniscas Inferiores de Bonarelli, 1913) formada por areniscas, margas y conglomerados (según Sgrosso esta entidad sería potente en Tres Cruces —cabeceras del río Grande—); *Formación Lecho*, constituida esencialmente por areniscas calcáreas; *Formación Yacoraite* (equivalente al Horizonte Calcáreo Dolomítico de Bonarelli, 1913) integrada por ortoconglomerados oligomícticos, areniscas rojas calcáreas —en parte oolíticas—, calizas arenosas y “margas calcáreas” grises claras a moradas intensas, calizas oolíticas y estromatolíticas (Ramos *et al.*, 1967); luego está la *Formación Santa Bárbara* integrada por “arcillas margosas” de color rojo ladrillo (Ramos *et al.*, 1967). Por su parte Sgrosso (1939) señaló la presencia de areniscas predominantemente rojas, pertenecientes a las Areniscas Inferiores de Bonarelli (1913) o *Formación Carahuasi* de Ruiz Huidobro (1960).

A estas sedimentitas se superponen las de edad terciaria, *Formación Chaco* (Arigós y Vilela, 1949) equivalente al Terciario Subandino de Bonarelli (1913); se trata de un conjunto de areniscas y arcillitas rojizas con intercalaciones de arcillas grises y pardo verdo-

sas. Herrero Ducloux (1940) describió como terciarios, conglomerados polimícticos donde aparecen rodados de las rocas del sustrato y de andesitas. Cabe acotar que Sgrosso (1939) describió al Terciario Subandino como formado por areniscas, "arcillas margosas" y margas yesíferas llevando intercalaciones de tobas que se hacen más frecuentes en la parte superior. Además, asigna a los Estratos Jujeños conglomerados acompañados por areniscas y margas.

El Cuaternario está constituido por potentes fanglomerados que bajan de los cerros hacia las quebradas. Durante este período continuaron las efusiones volcánicas, predominando entre ellas las dacitas, y en menor proporción las liparitas (Sgrosso, 1939), andesitas hornblendíferas de Ramos *et al.*, (1967) o *Formación Huachichocana*.

A continuación se detallan las rocas ígneas que han sido separadas de la columna stratigráfica en razón de carecer de adecuada datación.

Rocas plutónicas. Aparecen localizadas al oeste de la cuenca del río Grande, en la sierra de Aguilar y en el nevado de Chañi. El granito de Aguilar (Sgrosso, 1939) es una roca blanquecina de grano fino a mediano, de aspecto aplítico, presentando macroscópicamente biotita en cristales hexagonales y feldespatos blancos con tonalidades amarillentas. Por su parte, Hausen (1925) describió al granito como de aspecto porfírico y color gris (rojizo cuando se altera). Las rocas ígneas del Chañi también fueron observadas por este autor quien las clasificó como granitos biotíticos de grano mediano y color gris rojizo; están constituidos esencialmente por cuarzo, oligoclasa y biotita.

Rocas volcánicas. La manifestación más importante es la andesita de la *Formación Huachichocana*, que aflora al oeste de Purmamarca. Estas vulcanitas, que cortan sedimentitas precámbricas y cámbricas, contienen plagioclasas zonales, biotita, hornblenda, minerales opacos, titanita y apatita (Hausen, 1925).

Sgrosso (1939) cita la presencia de "meláfiros" amigdaloides en la margen izquierda de la Quebrada de Humahuaca, al este de Huacalera, intercalados en las Areniscas Inferiores. Cabe acotar que Stappembeck (en Sgrosso, 1939) y Bonarelli (1913) indicaron la presencia de intercalaciones de "tobas de meláfiros" y "rodados de meláfiros" en el material que compone los conglomerados de la Formación Pirgua.

Rocas filonianas. De las dos variedades de rocas filonianas citadas por Sgrosso (1929), sólo se encontrarían en el área de influencia del río Grande las odinitas, que aparecen como filones lamprofíricos cruzando al granito de Aguilar, como así también a las sedimentitas cámbricas y ordovícicas de Mal Paso, al norte de Humahuaca. Estas rocas, de grano fino, están compuestas por piroxeno, hornblenda verde y parda — que es muy abundante — además de tablillas de plagioclasa — finas y largas — que van de andesina muy básica a labradorita; carecen de biotita y tienen escasa cantidad de ortoclasa.

Cabe mencionar finalmente, que las rocas más antiguas (precámbricas y cámbricas) se presentan atravesadas, muy frecuentemente, por filones de cuarzo.

Estructura

La Cordillera Oriental, en la zona de estudio, se caracteriza por la presencia de fallas regionales de rumbo aproximadamente meridiano. Estas fracturas, son en su mayor parte de carácter inverso y de alto ángulo, y han producido la elevación de grandes masas de rocas que originaron los altos cordones montañosos que circundan la Quebrada de Humahuaca. Asimismo, estos rasgos estructurales, dan origen a otros menores, como por ejemplo el intenso plegamiento y diaclasamiento de diversas sedimentitas.

Es oportuno indicar que las rocas adquieren, en general, disposición homoclinal, con rumbo aproximadamente paralelo al de las fallas, e inclinaciones variables.

En lo que se refiere a la edad, esta estructura ha sido atribuida por Ramos *et al.* (1967) a la fase principal del tercer movimiento del ciclo andino de Groeber (1918, en Ramos *et al.*, 1967).

SEDIMENTOLOGIA

MÉTODOS DE TRABAJO

a) *De campo.* Durante los meses de enero de 1968 y setiembre de 1969, se efectuó el muestreo del río Grande de Jujuy y de sus afluentes principales. Con tal motivo se tomaron trece muestras del cauce (preferentemente de los sectores más ricos en fracción psamítica) separadas 10 km entre sí, utilizándose como base de muestreo los mapas de la Quebrada de Humahuaca en escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar.

Esta recolección fue realizada entre las ciudades de Humahuaca y San Salvador de Jujuy (fig. 1), y en cada estación se juntó —mediante recipiente metálico— 1 kg de material que luego fue transvasado a bolsas de plástico y finalmente secado el laboratorio.

b) *De laboratorio.* Una vez secadas las muestras se las cuarteó hasta 20 g para efectuar su tamizado. En esta labor se utilizaron tamices Saulas de abertura 250, 125 y 88 micrones, con la finalidad de obtener las dos fracciones granulométricas que fueron objeto de estudio microscópico (88 a 125 y 125 a 250 micrones).

El sedimento retenido en los tamices de 88 y 125 micrones fue cuarteado hasta 3 g aproximadamente y procesado con bromoformo, con el objeto de concentrar los minerales pesados. Luego de esta tarea, para eliminar la materia arcillosa que con frecuencia quedaba adherida a la superficie de los granos, se procedió al lavado de las muestras. A continuación se montaron los clastos en preparaciones a grano suelto, empleándose como líquidos de inmersión esencia de mirbana ($n = 1.555$) y una mezcla de nitrobenceno y kerosene ($n^D = 1.534$), para minerales pesados y livianos respectivamente. La utilización de la mezcla citada tuvo por objeto facilitar la identificación de cuarzo y feldspatos.

Es necesario mencionar que carecieron de éxito los intentos de separación mineralógica con el método electromagnético de Frantz; el fracaso se debió a la presencia de inclusiones y pátinas de minerales magnéticos en aquéllos que no lo son (como por ejemplo cuarzo y feldspatos). Tampoco resultaron eficaces los ensayos de coloración (Becke, 1889) sobre preparaciones estables, tendientes a distinguir más fácilmente el cuarzo de los feldspatos.

Posteriormente se identificaron las especies mediante el empleo del microscopio de polarización, determinándose —además de la composición porcentual— la redondez de cada uno de los granos. A tal efecto se empleó el método de Powers (1953) que consta de seis grados con los siguientes valores medios: muy anguloso (0.14), anguloso (0.21), subanguloso (0.30), subredondeado (0.41), redondeado (0.59) y bien redondeado (0.84). El estudio se realizó sobre un total de 300 granos por preparación, determinándose en cada una la redondez promedio de cada especie y la del conjunto de minerales pesados y livianos separadamente.

Este trabajo se efectuó en las muestras del río Grande y en las de sus afluentes principales (Yacoraite, Medio, León, Lozano y Reyes)

tanto en la fracción de 88-125 micrones como en la de 125-250 micrones.

En total se examinaron 18 muestras, de las cuales 13 corresponden al río Grande y las restantes distribuidas una por cada afluente (que se extrajeron en las inmediaciones de sus desembocaduras). Además se hicieron cuatro montajes por muestra (pesados y livianos de las dos fracciones granulométricas antes mencionadas) lo que suma un total de 72 preparaciones.

MINERALOGIA

COMPOSICIÓN TOTAL

En la tabla II se detalla el contenido de granos pesados de las arenas. De su observación puede deducirse que generalmente el porcentaje de pesados es mayor en la fracción más fina. Por otra parte, salvo un caso (muestra 3, fracción 88-125 micrones), nunca exceden el 5 % del total de la muestra, manteniéndose normalmente bastante por debajo de esta cifra.

TABLA II
Porcentajes de granos pesados

Muestra	Fr. 88-125 micr.	Fr. 125-250 micr.	Media
Río Grande 1	1,3	4,0	2,65
» 2	4,6	2,1	3,35
» 3	7,4	2,3	4,85
» 4	0,5	1,0	0,75
» 5	3,0	0,9	1,95
» 6	1,8	1,0	1,40
» 7	3,8	1,8	2,80
» 8	1,8	1,9	1,85
» 9	1,9	1,0	1,45
» 10	2,0	1,1	1,55
» 11	2,4	1,9	2,15
» 12	2,0	1,2	1,60
» 13	3,6	2,0	2,80
Río Yacoraité	3,3	2,0	2,65
» del Medio	2,9	3,7	3,30
» León	2,9	1,5	2,20
» Lozano	0,5	0,4	0,45
» Yula	3,4	1,9	2,65
» Reyes	1,5	1,2	1,35

Es necesario consignar la amplia participación de clastos líticos que incluyen sustancias opacas en el lote de componentes más densos, de allí que en la tabla II figure el término granos en lugar de minerales pesados.

A. MINERALES LIVIANOS.

Ambas fracciones muestran esencialmente los mismos componentes, que en orden de abundancia son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, calcita y vidrio volcánico, a los que se suman litoclastos de diversa composición. A continuación se detallan las características de cada uno de estos minerales.

Cuarzo. En ambas fracciones se han podido distinguir casi permanentemente dos tipos de granos: límpidos y con pátinas hematíticas más o menos densas. Los dos tipos presentan extinción normal, aunque hay individuos con extinción ondulante débil y en menor proporción, marcada.

La forma de los clastos de cuarzo es generalmente ecuate, encontrándose muy pocos granos elongados en la dirección del eje *c*. Las inclusiones, por su parte, son raras; las irregulares son las más comunes y sólo en muy pocos clastos se han podido observar regulares de apatita, circón, turmalina y rutilo.

Cabe agregar, que se ha encontrado cierto número de individuos angulosos —especialmente aquéllos que presentan pátinas de hematita— con crecimientos secundarios. También es frecuente que los granos de cuarzo se presenten rodeados de materiales arcillosos, siendo muy raros los que llevan vidrio volcánico en su periferia.

Las arenas de los afluentes presentan similares características, con excepción del río del Medio, en el que granos con extinción ondulante predominan sobre los que no la poseen.

Plagioclasas. Composicionalmente se trata de oligoclasa (An 20) a labradorita ácida (An 54). La variedad más común es andesina (An 44 a An 50). Estos clastos, de forma tabular, suelen presentar maclas de albita y Carlsbad-albita.

Con comunes en casi todas las muestras, individuos con zonación progresiva, siendo muy rara la recurrente. Una excepción está en la estación 6 donde esta última estructura se hace más común. Los individuos zonales tienden a desaparecer después de la estación 10, coincidiendo con la ausencia de este tipo de individuos en los afluentes que se encuentran al sur de Volcán.

En lo referente a inclusiones, los clastos límpidos predominan ampliamente. En las muestras 5, 7 y 8 se produce aumento en la cantidad de plagioclasas con inclusiones; en general se trata de cristales regulares de apatita y sumamente escasos de circón y biotita. En la fracción más gruesa pudieron observarse clastos con inclusiones negativas de vidrio.

Casi todos los clastos estudiados se presentan frescos; las alteraciones sericíticas incipientes pueden señalarse como raras.

Es oportuno acotar que también se han distinguido algunos granos teñidos con hematita, pero no se han notado diferencias en cuanto a textura con los clastos límpidos.

Feldespatos potásicos. Representados en orden decreciente de abundancia por ortoclasa, sanidina y microclino; no se hallaron feldespatos pertíticos.

Las inclusiones, sumamente escasas, son de apatita en microclino y muy raras de rutilo en ortoclasa. Por su parte, las pátinas de hematita son poco frecuentes, portándolas individuos de microclino y ortoclasa.

El estado de alteración de los feldespatos potásicos varía con las especies. Es así que la sanidina se presenta permanentemente fresca al igual que el microclino, aunque algunos clastos de este último parecen estar algo alofanizados. En ortoclasa se encontraron todos los estados de alteración, desde clastos frescos a muy alofanizados, siendo más frecuente la incipiente a mediana alteración, seguida en cantidades parejas de granos frescos y muy turbios.

Vidrio volcánico. Se trata de trizas incoloras de naturaleza ácida a intermedia (índice de refracción menor a 1,534). Es muy común encontrarlas frescas, aunque presentan todos los los grados de alteración.

Calcita. Granos irregulares, menos frecuentemente tabulares, límpidos e incoloros.

B. MINERALES PESADOS.

Tal como se ha observado en el grupo de minerales livianos, las especies pesadas son esencialmente las mismas en ambas fracciones granulométricas, con muy pequeñas variaciones. Entre las más comunes figuran anfíboles, micas, piroxenos y minerales opacos, más una variada asociación de componentes menores.

Piroxenos.

a) *Hipersteno*. Se presentan dos variedades: una fuertemente pleocroica del verde a rosado oscuro, y otra verde muy pálida, casi incolora que varía al amarillo rosado muy pálido. Su forma más común es la prismática, siendo frecuentes los prismas euedrales y escasos los equidimensionales; observáronse varios primas maclados.

Por su parte las inclusiones son abundantes y grandes de minerales opacos (magnetita) y coloreadas (castaño oscuras), generalmente de tipo esférico y formando —en algunas oportunidades— alineaciones.

El hipersteno se presenta siempre muy fresco y sólo en las muestras situadas aguas abajo comienza a notarse ligera turbidez en algunos cristales. Aproximadamente un 10 % de los granos prismáticos tienen los extremos aserrados, sobresaliendo a veces esas puntas como finas y delicadas agujillas. Este tipo de fenómeno parece presentarse más comúnmente en los clastos más coloreados. Son frecuentes asimismo, los granos partidos.

Cabe recalcar finalmente, que se han observado varios granos rodados por vidrio volcánico y otros por magnetita.

b) *Piroxenos monoclinicos*. Se observan dos variedades no pleocroicas, una verde muy pálida y otra verde oscura —esta última puede ser débilmente pleocroica—. La variedad verde oscura, presenta inclusiones abundantes, muy similares a las de hipersteno, siendo su forma predominantemente ovoidal y más raramente primática. Por su parte la otra muestra formas más irregulares y angulosas, y prácticamente carece de inclusiones.

Ambos minerales aparecen límpidos. Muestran también bordes aserrados, aunque en proporción netamente inferior al hipersteno. Este fenómeno se encuentra restringido a los extremos de los granos elongados.

Anfíboles

a) *Hornblenda*. Se trata de individuos de moderado a leve pleocroísmo, entre los que se han reconocido tres variedades: una verde botella oscura, casi opaca, otra parda verdosa más traslúcida, y finalmente una verde clara. Se presenta en forma de tablillas, ovoides y más raramente como prismas euedrales, pero probablemente la forma más común sea la tabular con bordes bien redondeados. Su aspecto es muy fresco y sólo excepcionalmente presenta incipiente turbidez; esta últi-

ma característica se nota en clastos más angulosos. Asimismo predominan granos donde no se observa clivaje.

Aunque menos notable que los piroxenos, la hornblenda muestra extremos dentados, siendo el mineral que tiene mayor número de granos partidos.

Las inclusiones son escasas, habiéndose observado subedrales de minerales opacos, otras globulares coloreadas y por último — en menor proporción — prismáticas incoloras.

b) *Lamprobolita*. Se presenta en todas las muestras estudiadas, aunque en cantidades subordinadas a las de hornblenda. Su ángulo de extinción máximo es de 30 grados y el pleocroísmo puede variar de marrón rojizo oscuro a castaño rojizo (claro, muy claro) al opaco o al castaño verdoso. Lleva inclusiones opacas, en general escasas, de gran tamaño; su forma más común es la ovoidal o la tabular bien redondeada. Individuos siempre muy límpidos.

c) *Tremolita*. Fragmentos tabulares y prismáticos incoloros con clivaje muy marcado. Se presenta límpida y con inclusiones de epidoto.

Micas.

a) *Biotita*. Se encuentran dos variedades, verde pardusca y castaño rojiza; esta última es la más abundante, llegando en algunos casos a hacerse prácticamente opaca. Aparecen generalmente límpidas, pero no es excepcional el pasaje de la variedad pardo verdoso a clorita. Se han hallado tanto láminas de contornos irregulares como de figura hexagonal, ésta en biotita castaño verdosa. Esta variedad presenta 2V de 0 grados, mientras que el tipo castaño rojizo tiene 2V de aproximadamente 30 grados. Ambas llevan inclusiones anedrales de magnetita y prismáticas de apatita. Además la variedad castaño rojiza suele incluir cristales de circón (rodeados por un pequeño halo) y aciculares —presumiblemente de rutilo— dispuesta en tres sistemas definidos que forman un ángulo de 60 grados entre sí (venas saeníticas).

b) *Muscovita*. Escasa. Se presenta en todos los casos límpida y desprovista de inclusiones. Los individuos no muestran caras cristalinas.

c) *Clorita*. Se hallaron dos variedades, una verde muy pálida y otra verde oscura, siendo comunes — en la primera — inclusiones subedrales equidimensionales de magnetita.

Minerales opacos. Están representados exclusivamente por magnetita, ilmenita y hematita, siendo muy rara la pirita. En ningún grano se observaron inclusiones.

La magnetita y la ilmenita aparecen normalmente como clastos de alta esfericidad, mientras que la hematita es de forma más irregular. Se ha observado también el pasaje de magnetita a hematita en todos los grados, desde el reemplazo incipiente hasta al total. Cabe acotar por último que la pirita es relativamente común en los clastos líticos de grano fino.

Epidotos. Las especies encontradas, ordenadas de acuerdo a su abundancia son:

a) *Pistacita.* Se presenta incolora o verde amarillenta pálida, esta última débilmente pleocroica. Su forma es muy irregular y su aspecto turbio, no observándose inclusiones.

b) *Zoisita.* Aparece como individuos límpidos, de forma tabular.

c) *Clinozoisita.* Muy escasa, límpida.

Turmalina. Aparece como individuos límpidos, en todas las muestras estudiadas; salvo una preparación. Granos ovoidales comúnmente partidos. Con respecto al color se pueden distinguir las siguientes variedades (que se nombran de acuerdo a su abundancia): rosada, azul, verde y castaña. No presentan inclusiones.

Granate. Se han distinguido variedades rosada, pálida, incolora y verde amarillenta pálida, siendo más frecuentes las primeras. Se trata en todos los casos de individuos frescos, de formas irregulares y desprovistos de inclusiones. En su superficie son frecuentes las típicas texturas atribuidas a disolución intraestratal.

Circón. Clastos frescos, de color rosado muy pálido o incoloro. Se presenta como prismas cuedrales con aristas ligeramente desgastadas y ovoides elongados. Lleva inclusiones de magnetita y algunas traslúcidas aciculares y prismáticas.

Apatita. Es predominantemente incolora, aunque no son raros clastos verde pálidos. Se presenta siempre límpida y por lo general desprovista de inclusiones; sólo se han observado aciculares de rutilo paralelas al prisma. Sus formas más comunes, en orden de abundancia, son ovoidales, tabulares y prismáticas.

Colófano. Si bien se halla presente en gran número de muestras, son muy escasos los granos que se contaron en cada una de ellas. Es isótropo y aparece generalmente con tonalidades castañas, variando desde incoloro al marrón. Aunque predominan clastos tabulares, que muestran a veces desgastes de vértices, se han podido encontrar individuos con muy diversas formas.

Monacita. Se trata de ovoides subesféricos de alta redondez. Su color es verde amarillento, muy levemente pleocroico; porta inclusiones de magnetita y escasas irregulares traslúcidas.

Siderita. Presenta los dos índices de refracción por encima de la esencia de mirbana. Son fragmentos tabulares definidos por su clivaje romboédrico. Se han distinguido dos tipos, uno de aspecto sucio que es el más abundante y otro límpido.

Rutilo. Rojo y límpido, de forma ovoidal.

Cianita. Es muy escasa. De forma prismática, mostrando el típico clivaje transversal al prisma. Límpido y sin inclusiones.

Wollastonita. Fibrosa y algo turbia. Se vio un solo clasto.

Andalusita. Se observó un clasto límpido con pleocroísmo de rosado salmón a incoloro.

Titanita. Muy escasos individuos de color castaño oscuro y aspecto turbio.

C. CLASTOS LÍTICOS

Estos componentes se han encontrado tanto en el grupo de livianos como en el de pesados, y de acuerdo con su génesis son:

Clastos líticos sedimentarios. Se trata de su gran mayoría de rocas clásticas de grano fino (pelitas), tales como arcilitas, lutitas, limonitas cuarzosas y margas. También se han encontrado granos de wackes cuarzosas y feldespáticas.

Entre los litoclastos sedimentarios de origen químico, figuran los de calizas de tipo micrítico o subesparítico.

Clastos líticos metamórficos. Representados por esquistos y pizarras de metamorfismo regional. Aparecen clastos compuestos de clorita y epidoto, minerales indicadores de facies de esquistos verdes.

Ejemplos más raros de la misma facies son los líticos de granate

rosado y cuarzo, cuarzo y epidoto, tremolita y epidoto y de cuarzo con zoisita de grano fino.

Clastos líticos volcánicos. Se trata en general de pastas de textura comúnmente hialofítica, a veces opacas, que contienen microlitos de plagioclasas. También se han observado pastas vítreas y en muy escasa proporción microcristalinas de riolitas. Es probable que buen número de alteritas puedan corresponder a pastas de vulcanitas.

Clastos líticos filonianos. Los más comunes son granos de cuarzo policristalino con individuos equidimensionales de contornos suturados. También pueden corresponder a este grupo, clastos de cuarzo y clorita, de cuarzo y epidoto y de cuarzo, magnetita y epidoto.

Alteritas. Se trata de granos de forma irregular y de grano fino que se presentan casi totalmente cubiertos por hematita, adoptando aspecto semiopaco.

PROPORCIONES DE LOS COMPONENTES

A. GRANOS LIVIANOS.

En la tabla III (*a* y *b*) figuran los porcentajes de estos componentes, tanto en las arenas del río Grande como en las de sus afluentes principales.

1. *Cuarzo.* Este mineral es el componente predominante de las arenas, exceptuando las tres últimas muestras donde es superado por los clastos líticos. En la fracción 88-125 micrones varía entre 61.6 % (en la estación 1) y 31 % (en la estación 13); en la más gruesa oscila entre 21.5 % (en la estación 12) y 55.9 % (en la estación 1). Supera en ambos grados el 50 % del total en las muestras 1 y 2, haciéndolo solamente en las de 125-250 micrones en las estaciones 4 y 5, y en la de 88-125 micrones en la estación 8.

a) Cuarzo teñido. En la fracción 88-125 micrones varía entre 18.6 % en la estación 11 y 47.8 % en la 1. Por su parte, su contenido en la otra fracción oscila entre 13.3 % en la estación 13 y 43.5 % en la 1. Supera el 30 % de la composición total en las estaciones 1, 2 y 3, excediendo ese contenido también en la fracción más gruesa de la muestra 4 (fig. 3).

El cuarzo sin pátina lo supera en las estaciones 8, 9, 10 y 11 para

TABLA III a
Porcentajes de componentes livianos
 (Fracción 88-125 u.)

	Qz. Tot.	Qz. Teñ.	Qz. Limp.	Plg.	K. Feld.	C. L.	Vidr.	Calc.
RÍO GRANDE :								
1	61,6	47,8	13,8	22,8	5,1	10,9	2,2	0,7
2	52,5	41,8	10,7	22,8	2,5	19,6	0,6	1,9
3	44,5	30,0	14,5	24,0	3,5	25,5	1,5	1,0
4	48,3	25,4	22,9	22,4	4,4	22,4	1,5	1,0
5	47,6	23,8	23,8	23,8	3,1	20,1	2,4	3,1
6	42,2	22,8	19,4	24,8	2,9	29,1	—	1,0
7	48,0	26,0	22,0	24,0	4,0	21,0	1,0	2,0
8	54,7	26,5	28,2	24,9	4,4	13,8	1,1	1,1
9	44,4	19,4	25,0	26,3	3,8	22,5	2,5	0,6
10	44,0	20,3	23,7	27,6	1,4	26,6	0,5	—
11	38,3	18,5	19,8	12,6	2,4	41,9	1,8	3,0
12	34,8	23,8	11,0	12,8	2,9	48,5	1,0	—
13	31,0	19,0	12,0	14,5	2,0	52,0	0,5	—
AFLUENTES :								
Yacoraite...	44,2	31,8	12,4	21,7	5,4	24,0	3,1	1,5
Medio.....	31,8	3,8	28,0	5,5	1,2	60,3	—	1,2
León.....	27,7	17,6	10,1	10,9	0,8	58,8	—	—
Lozano.....	58,1	47,6	10,5	15,3	8,9	16,1	—	1,6
Reyes.....	33,6	22,9	10,7	8,4	1,5	55,0	1,5	—

TABLA III b
Porcentajes de componentes livianos
 (Fracción 125-250 u.)

	Qz. Tot.	Qz. teñ.	Qz. limp.	Plg.	K. Feld.	C. L.	Vidr.	Calc.
RÍO GRANDE :								
1	55,9	43,5	12,4	21,1	4,0	18,0	—	0,6
2	52,3	39,2	13,1	28,1	2,0	17,0	0,6	—

Referencias : Qz. Tot. : cuarzo total ; Qz. Teñ. : cuarzo teñido ; Qz. Limp. : cuarzo límpido ; Plg. : plagioclasa ; K. Feld. : feldespato potásico ; C. L. : clastos líticos ; Vidr. : trizas vítreas ; Calc. : calcita.

TABLA III b (conc.)

	Qz. Tot.	Qz. Teñ.	Qz. Limp.	Plg.	K. Feld.	C. L.	Vidr.	Calc.
3.....	51,4	50,4	21,0	25,5	2,7	20,1	0,1	—
4.....	53,1	31,2	21,9	22,4	2,7	19,7	0,5	—
5.....	47,0	20,3	26,7	25,7	3,2	23,0	1,1	—
6.....	41,2	19,1	22,1	21,8	5,0	28,9	0,5	1,4
7.....	49,1	21,2	27,9	22,5	3,8	23,8	—	0,8
8.....	42,0	25,5	16,5	22,5	4,5	31,0	—	—
9.....	40,5	23,1	17,4	24,4	5,2	28,3	1,7	—
10.....	41,5	19,0	22,5	24,0	4,0	30,5	—	—
11.....	38,0	17,0	21,0	17,0	3,5	40,5	—	1,0
12.....	21,5	13,9	7,6	13,9	1,4	63,3	—	0,4
13.....	32,0	13,3	18,7	21,7	2,0	42,9	—	1,5
AFLUENTES :								
Yacoraite...	48,9	41,7	7,2	28,8	4,3	15,1	2,9	—
Medio.....	25,0	12,7	22,3	4,5	—	60,5	—	—
León.....	22,8	10,7	12,1	9,3	0,7	67,1	—	—
Lozano.....	59,7	49,0	10,7	14,8	2,7	20,8	0,7	1,3
Reyes.....	39,1	26,1	13,0	8,7	—	52,2	—	—

el intervalo 88-125 micrones, y en las 5, 6, 7, 10, 11 y 13 en el más grueso.

Además el cuarzo teñido es el componente más abundante en las arenas en las muestras 1, 2, 3 y 4, y en la fracción más fina de la muestra 7. Cabe destacar que en la 5, la fracción citada contiene iguales cantidades de cuarzo teñido, límpido y plagioclasas.

b) *Cuarzo límpido.* Sus valores límites son de 10.7 % (muestra 2) a 28.2 % (muestra 8), y de 7.6 % en la 12 a 27.9 % en la 7, para las fracciones 88-125 y 125-250 micrones respectivamente. Constituye el elemento más abundante en las estaciones 5 y 7 (grado 125-250 micrones) y en la estación 8 (grado 88-125 micrones) (fig. 4).

En cuanto a sus cambios con la distancia de transporte, se observa en ambas fracciones que el cuarzo teñido tiende a disminuir aguas abajo (fig. 3). Por otra parte, el límpido describe una curva gaussiana con sus máximos en la estación 8 para la fracción 88-125 micrones y en la 7 para la de 125-250 micrones (fig. 4). El porcentaje total en las muestras de 88-125 micrones exhibe pocas variaciones, pudiendo sólo afirmarse que desde cabeceras hasta los tramos medios

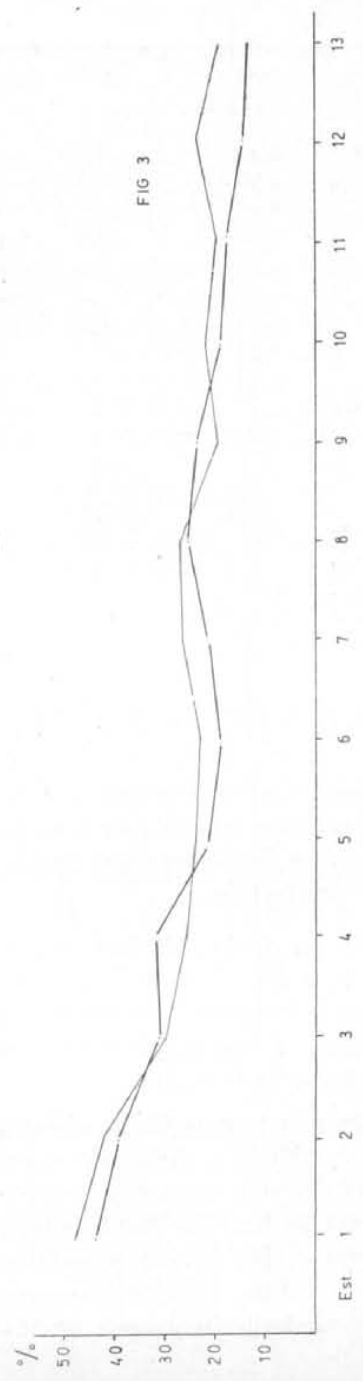


Fig. 3. — Porcentajes de cuarzo teñido. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones ; - - -, fracción 125-250 micrones

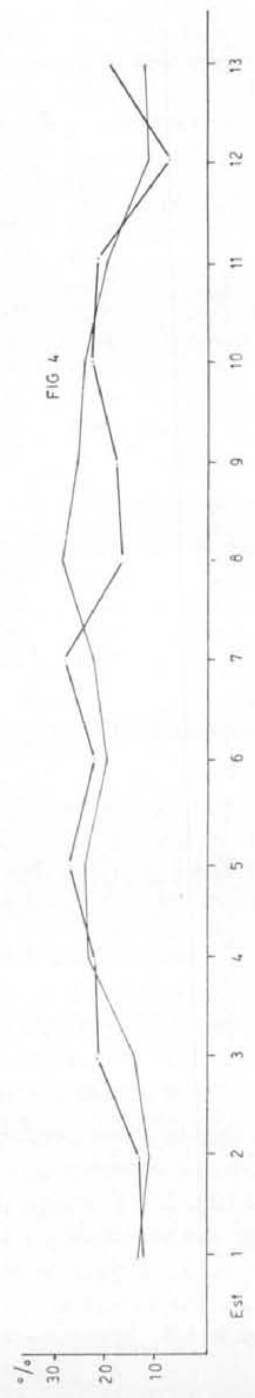


Fig. 4. — Porcentajes de cuarzo limpio. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones ; - - -, fracción 125-250 micrones

se encuentran cifras elevadas que comienzan a declinar constantemente a partir de la estación 8. Asimismo, la fracción mayor muestra tendencia general a la disminución, excepto en las estaciones 7 y 13 donde aparecen picos positivos (fig. 7).

Descartando del cálculo los clastos líticos, no se manifiestan variaciones significativas en el contenido total de cuarzo, ya que se mantiene entre cifras de 60 a 70 %. De todas maneras, el cuarzo límpido conserva su distribución gaussiana, y el teñido describe una curva exactamente opuesta (cóncava hacia arriba).

Cabe destacar finalmente que no se han notado diferencias o tendencias claras a través de la comparación entre los contenidos de cuarzo en ambas fracciones (figs. 3 y 4).

2. *Feldespatos*. Aparecen en proporción constante. Las plagioclasas son los componentes que predominan netamente, tal es así que el contenido de feldespato total refleja casi exclusivamente el de esta especie.

a) *Plagioclasas*. Dentro de la fracción menor, varía entre 12.6 % en la estación 11 y 27.6 % en la 10; exceptuando las tres últimas estaciones sus valores se encuentran por encima del 20 %. En la fracción 125-250 micrones fluctúan entre 23.9 % en la estación 12 y 28.1 % en la 2; salvo en las estaciones 12 y 1, sus porcentajes sobrepasan también el 20 %. Supera a los clastos líticos e individualmente a ambas variedades de cuarzo en las estaciones 9 y 10 de la fracción 88-125 micrones (fig. 5; tabla III).

En cuanto a sus variaciones aguas abajo, puede señalarse que en la fracción más fina tiende a incrementarse levemente hasta la estación 10, pero desde allí disminuye a causa del aumento de litoclastos. Esta deducción se ha constatado eliminando del cálculo de porcentajes el contenido en clastos líticos; así fue posible notar que las plagioclasas y feldespatos en general no varían con la distancia de transporte, ya que en la fracción mayor tampoco se notaron cambios, y lo que es más no se encontraron modificaciones importantes en los tramos superiores (fig. 7).

Cabe agregar que el contenido de plagioclasas es mayor en la fracción más gruesa desde cabeceras hasta la estación 5, y en los tramos inferiores a partir de la muestra 10; esta relación se invierte en el sector medio, entre las estaciones 6 y 10.

b) *Feldespatos potásicos*. Sus cantidades están siempre por debajo de ambas variedades de cuarzo, plagioclasas y litoclastos. Su propor-

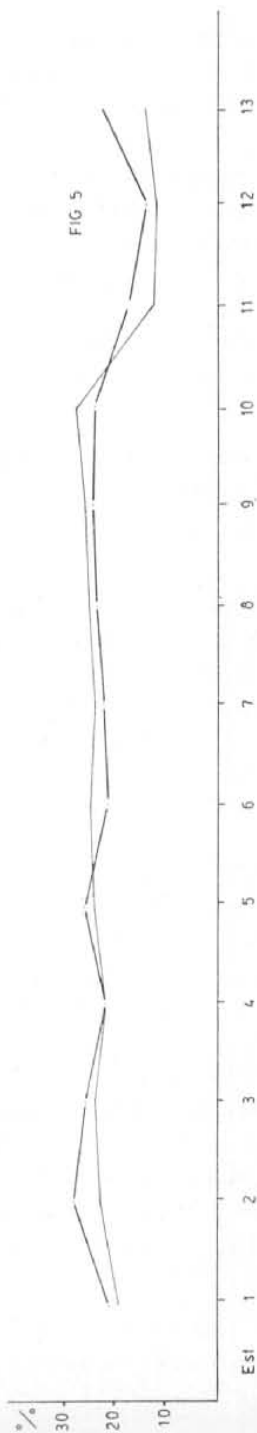


Fig. 5. --- Porcentajes de Plagioclases. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; —, fracción 125-250 micrones

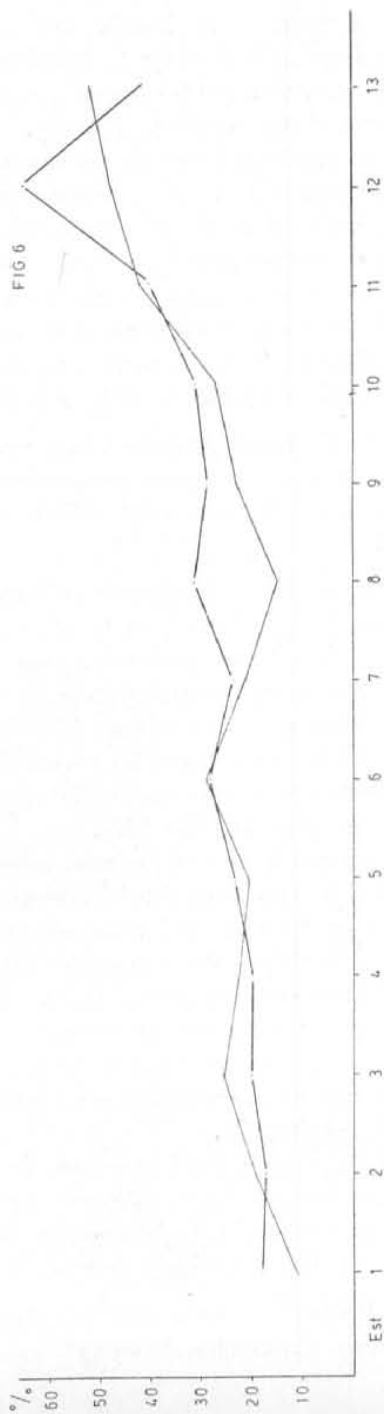


Fig. 6. — Porcentajes de clastos líticos livianos. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; —, fracción 125-250 micrones

FIG. 7a

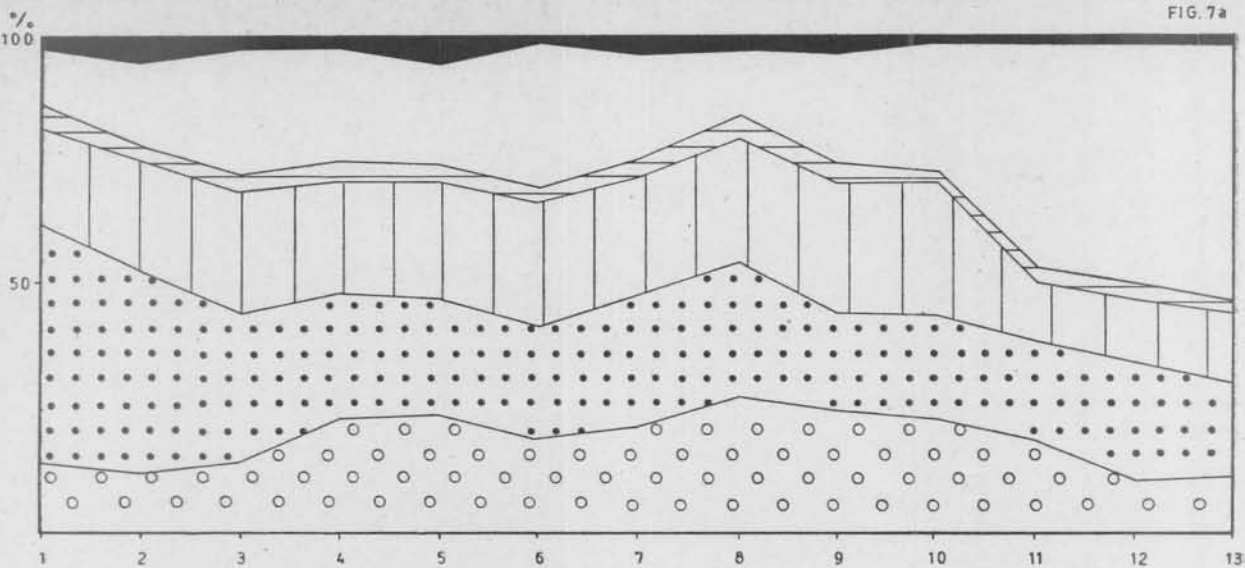


FIG. 7 b

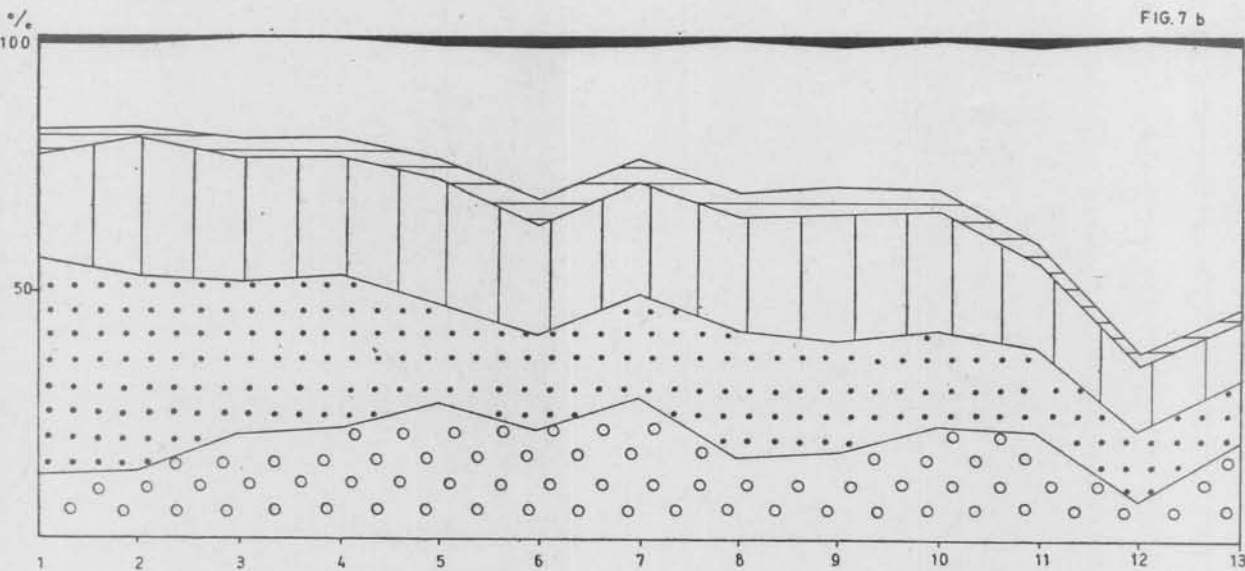
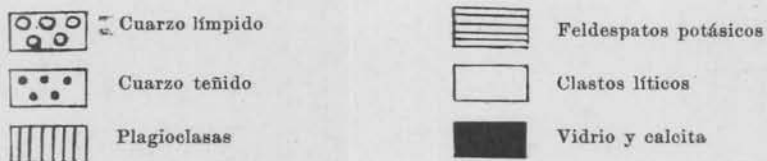


Fig. 7. — Porcentajes de componentes livianos : a, fracción 88-125 micrones : b, fracción 125-250 micrones



ción en el intervalo 125-250 micrones es algo superior, pero rara vez supera el 5 %. No muestran cambios notables a lo largo del curso.

Conviene señalar que la sanidina aparece ya en la muestra 1, se mantiene hasta la 10 y más adelante no se encuentra. Por su parte, la ortoclasa permanece en forma constante a lo largo del tramo estudiado; es superada por la sanidina en los sectores superiores, mientras que en las porciones media e inferior se constituye en el feldespato potásico más abundante. El microclino es muy escaso y aparece erráticamente en cualquiera de las dos fracciones.

3. *Vidrio volcánico*. Componente que rara vez supera el 2 % del total. Es más frecuente en la fracción más fina.

4. *Calcita*. En muy pocas ocasiones supera el 3 %, predominando en el grado 88-125 micrones.

5. *Clastos líticos*. Para la fracción 88-125 micrones sus valores límites oscilan entre 10.9 % en la estación 1 y 52 % en la estación 13. En el intervalo más grueso su contenido varía de 17 % en la estación 2 a 62.3 % en la estación 12 (fig. 6).

Son los componentes más abundantes en las tres últimas estaciones, superando al total de feldespato también en la estación 6 (la fracción más gruesa también lo hace en las muestras 8 y 10).

En ambas fracciones los líticos comienzan con bajos porcentajes y aumentan paulatinamente hasta alcanzar máximos en la estación 6. De allí en adelante se observa distinto comportamiento en las dos granulometrías estudiadas; los clastos líticos de la fracción 125-250 micrones, después de una leve disminución en la estación 7, tienden a incrementarse hasta alcanzar los más altos porcentajes en la estación 12. Por su parte los de la fracción menor, recién aumentan a partir de la estación 8 y alcanzan sus valores mayores en la 13. Hay entonces, una línea continua descendente entre las estaciones 6 y 8. Es evidente que en los tramos superiores este componente se encuentra en proporciones similares en ambas fracciones y a partir de la estación 7 el intervalo mayor se enriquece en litoclastos.

Clasificación de las fracciones estudiadas

Utilizando el esquema de Gilbert (en Williams, Turner y Gilbert, 1954), estos sedimentos pueden dividirse en tres grupos que de acuerdo con su abundancia son: arenas arcólicas, líticas y feldespáticas (tabla IV).

TABLA IV
Composición de las arenas

Muestra	Fracción 88-125-micrones	Fracción 125-250 micrones
1.....	Feldespática	Feldespática
2.....	Arcósica	Arcósica
3.....	Arcósica	Arcósica
4.....	Arcósica	Arcósica
5.....	Arcósica	Arcósica
6.....	Lítica	Lítica
7.....	Arcósica	Arcósica
8.....	Feldespática	Lítica
9.....	Arcósica	Arcósica
10.....	Arcósica	Lítica
11.....	Lítica	Lítica
12.....	Lítica	Lítica
13.....	Lítica	Lítica

Es evidente que desde el punto de vista composicional hay casi perfecta correspondencia entre ambas fracciones, ya que sólo se han notado diferencias en las muestras 8 y 10.

En la figura 8, donde se ha representado la composición de las arenas mediante los triángulos de Gilbert, puede notarse el paulatino incremento en clastos líticos de las muestras ubicadas hacia el sur.

Es necesario aclarar que si bien los clastos líticos son sedimentarios en buena parte (aunque no de cuarcitas), se los agrupó en uno de los vértices del triángulo ya que frente a este agente son componentes inestables, pues no presentan alta resistencia a la ruptura.

B. GRANOS PESADOS.

Sus proporciones en el río Grande y afluentes principales figuran en la tabla V (*a* y *b*).

1. *Clastos líticos.* En ambas fracciones se nota neto aumento de este componente aguas abajo. Salvo en las muestras ubicadas en ambos extremos del río, los fragmentos de roca son más abundantes en el intervalo 125-250 micrones (fig. 9). El aumento que se produce aguas abajo en la fracción más gruesa está marcado por mayor número de

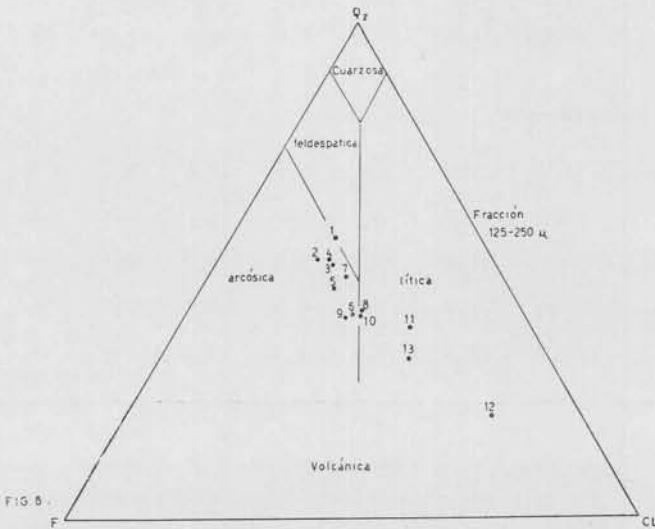
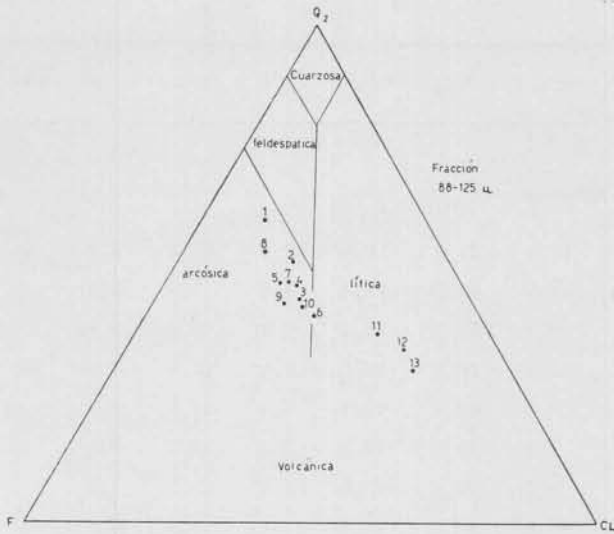


Fig. 8. — Ubicación de las arenas estudiadas en los triángulos de Gilbert (1954)

TABLA V a. — Porcentajes de componentes

	C. L.	Op.	Hp.	Px. m.	Hbl.	Lamp.	Trem.	Musc.	Clor.	Biot.
RÍO GRANDE :										
1.....	15,4	32,6	18,0	3,4	20,2	4,3	—	0,9	—	1,7
2.....	11,7	61,0	11,4	1,6	7,2	1,6	—	—	0,5	—
3.....	10,0	35,5	14,5	7,7	8,6	5,5	—	0,4	—	6,8
4.....	12,5	50,5	15,0	1,5	10,0	5,0	—	—	—	0,5
5.....	8,6	32,7	12,7	5,0	24,5	5,9	—	—	0,8	1,8
6.....	7,4	38,5	19,9	3,5	19,5	3,0	—	—	1,7	0,4
7.....	9,2	46,4	15,5	1,0	15,9	3,4	—	—	4,3	0,5
8.....	10,5	44,5	14,0	—	9,5	6,0	0,5	—	2,0	1,0
9.....	11,4	47,9	14,2	2,0	14,7	3,8	—	—	1,3	0,5
10.....	17,1	42,9	10,0	1,4	16,8	1,9	—	—	0,3	0,3
11.....	30,5	47,5	6,5	2,5	2,0	3,0	—	0,5	2,0	1,0
12.....	41,1	36,6	1,8	0,9	1,8	0,3	—	1,2	6,6	3,3
13.....	48,6	34,7	1,5	0,8	3,7	1,5	—	—	3,7	1,0
AFLUENTES :										
Yacoraite..	11,3	31,6	8,6	2,4	12,5	3,1	0,8	1,9	2,3	11,3
Medio.....	69,6	5,6	—	—	—	—	—	4,6	9,7	—
León.....	54,7	13,8	10,9	0,8	4,6	0,8	—	—	2,9	1,7
Lozano.....	47,9	31,9	0,9	0,5	2,3	0,5	—	5,0	3,6	2,3
Reyes.....	54,9	19,4	4,4	0,3	2,9	—	—	0,9	5,4	0,6

Referencias : C. L. : Clastoa líticos; Op. : minerales opacos; Hp. : hipersteno; Px. m. : piroxenos monoclinicos; Hbl. : hornblenda; Lamp. : lamprobolita; Trem. : tremolita; Musc. : muscovita; Clor. : clorita; Biot. : biotita; Ep. :

pesados (Fracción 85-125 u.)

Ep.	Turm.	Gr.	Ap.	Colof.	Monac.	Circ.	Rut.	Cian.	Carb.	Titan.
1,7	1,3	0,4	0,4	0,4	0,4	—	—	—	0,5	—
0,5	1,4	0,8	0,8	—	0,3	0,8	—	—	1,3	—
0,5	0,5	1,4	1,4	—	1,4	0,5	0,5	0,5	4,1	0,5
—	0,5	0,4	1,0	—	—	1,5	—	—	0,5	—
1,4	0,6	0,5	0,5	—	1,4	0,5	—	—	4,1	—
1,3	0,5	0,5	1,3	0,5	—	0,5	—	0,5	2,7	—
0,5	1,4	0,5	1,4	0,5	—	0,5	—	—	0,4	—
2,5	0,5	0,6	3,5	—	—	2,0	—	—	3,0	—
0,5	0,5	0,5	0,5	—	—	0,5	—	—	2,0	—
1,9	0,4	0,4	0,5	0,5	—	—	—	—	6,2	—
2,0	1,0	0,5	0,5	0,5	—	2,0	—	—	1,9	—
0,6	4,1	0,3	2,0	0,5	0,5	1,0	—	—	2,0	—
—	0,4	0,4	0,8	—	0,4	0,8	—	—	1,5	—
8,6	0,8	1,2	—	—	0,4	2,8	—	—	0,4	—
0,5	1,0	—	—	—	—	0,5	—	—	8,2	—
2,9	0,8	0,4	1,3	0,8	—	0,8	—	—	2,1	—
0,9	1,4	—	1,4	—	—	0,5	—	—	0,9	—
1,6	2,2	—	1,9	—	—	2,5	0,9	—	1,9	—

epidoto; Turm. : turmalina; Gr. : granate; Ap. : apatita; Colof. : colófano;
 Monac. : monacita; Circ. : circón; Rut. : rutilo; Cian. : cianita; Carb. :
 carbonatos; Titan. : titanita.

TABLA V b. — Porcentaje de componentes

	C. L.	Op.	Hip.	Px. m.	hnlbl.	lampr.	Trem.	Musc.	Clor.	Biot.
RÍO GRANDE :										
1..	13,6	19,2	19,8	3,2	24,6	5,3	—	—	—	9,5
2..	13,1	35,4	7,1	5,0	15,1	1,5	—	0,1	1,7	13,4
3..	20,1	21,9	10,9	1,8	12,1	1,2	0,2	1,2	—	22,2
4..	23,7	20,1	11,1	2,3	15,8	1,6	—	0,1	0,8	13,3
5..	27,7	21,0	4,5	1,7	7,6	1,8	—	1,0	1,9	27,9
6..	30,6	29,4	4,0	0,7	11,0	0,7	—	0,5	2,0	8,3
7..	18,8	30,8	12,1	3,8	11,8	1,7	0,8	0,2	1,9	11,8
8..	47,8	16,5	8,4	1,3	6,5	3,0	0,4	0,6	3,0	5,5
9..	43,8	21,4	1,3	0,5	3,7	0,2	0,2	1,8	2,6	20,6
10..	33,3	32,0	7,8	1,5	10,6	1,0	—	0,3	1,0	7,4
11..	47,5	21,5	6,2	1,0	4,8	1,0	—	0,5	4,6	5,5
12..	61,2	23,9	—	—	0,7	—	—	2,8	5,1	1,6
13..	31,8	32,4	2,4	2,9	4,7	1,0	—	1,3	12,5	3,3
AFLUENTES :										
Yacoraité..	34,6	22,4	4,2	3,9	7,5	0,7	—	1,6	1,0	13,3
Medio.....	88,4	4,5	—	—	—	—	—	—	3,6	—
León.....	65,6	9,8	4,9	0,8	0,8	—	—	—	6,6	1,0
Lozano.....	45,5	34,2	—	1,6	2,1	—	—	3,2	8,6	2,6
Reyes.....	63,9	16,6	0,5	0,5	1,0	—	—	2,3	7,0	3,2

Referencias: C. L. : clastos líticos; Op. : minerales opacos; Hip. : hipersteno; Px. m. : piroxenos monoclinicos; lampr. : lamprobolita; Trem. : tremolita; Musc. : muscovita; Clor. : clorita; Bict. : biotita; Ep. : epidoto; Turm. : tur

pesados (Fracción 125-250 u.)

Ep.	Turno.	Gr.	Ap.	Colof.	Monac.	Circ.	Rut.	Cian.	Andal.	Woll.	Carb.
0,3	2,1	—	0,9	—	0,6	0,3	0,4	—	—	—	0,3
0,2	1,5	0,2	0,2	0,6	1,3	0,4	—	—	—	—	2,6
5,0	1,0	—	0,3	0,2	0,2	0,2	—	—	—	—	1,5
2,4	1,4	0,4	0,6	0,5	0,8	0,2	—	—	—	—	3,4
1,2	0,8	0,3	0,7	—	0,3	—	—	—	—	0,1	2,0
1,9	1,1	—	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—	9,0
1,4	0,7	0,5	0,5	—	0,7	—	—	—	0,2	—	2,3
1,1	1,9	—	0,8	0,4	0,4	0,8	—	—	—	—	2,3
0,6	2,6	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	3,5
1,4	0,1	0,1	0,2	0,6	0,2	—	—	0,1	—	—	2,2
0,2	0,2	0,7	—	—	0,2	—	—	—	—	—	6,5
1,5	0,8	0,3	0,1	0,4	—	0,2	—	—	—	—	1,5
—	3,4	1,6	0,5	—	0,3	0,7	—	—	—	—	—
5,2	1,9	—	0,3	—	0,3	—	—	—	—	—	2,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,6
0,8	—	—	—	0,4	—	0,4	0,4	—	—	—	8,6
—	0,5	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5
0,5	0,5	0,5	—	0,5	—	0,9	—	—	—	—	2,3

malina; Gr. : granate; Ap. : apatita; Colof. : colófano; Monac. : monacita; Circ. : circón; Rut. : rutilo; Cian. : cianita; Andal. : andalusita; Woll. : wollastonita; Carb. : carbonatos.

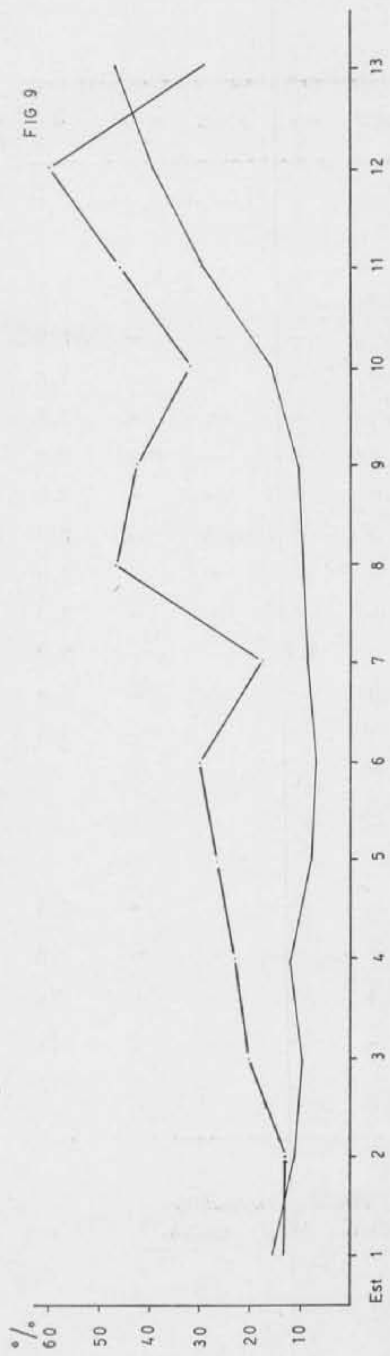


Fig. 9. — Porcentajes de fragmentos líticos pesados. Referencias: - - - , fracción 88-125 micrones; — , fracción 125-250 micrones

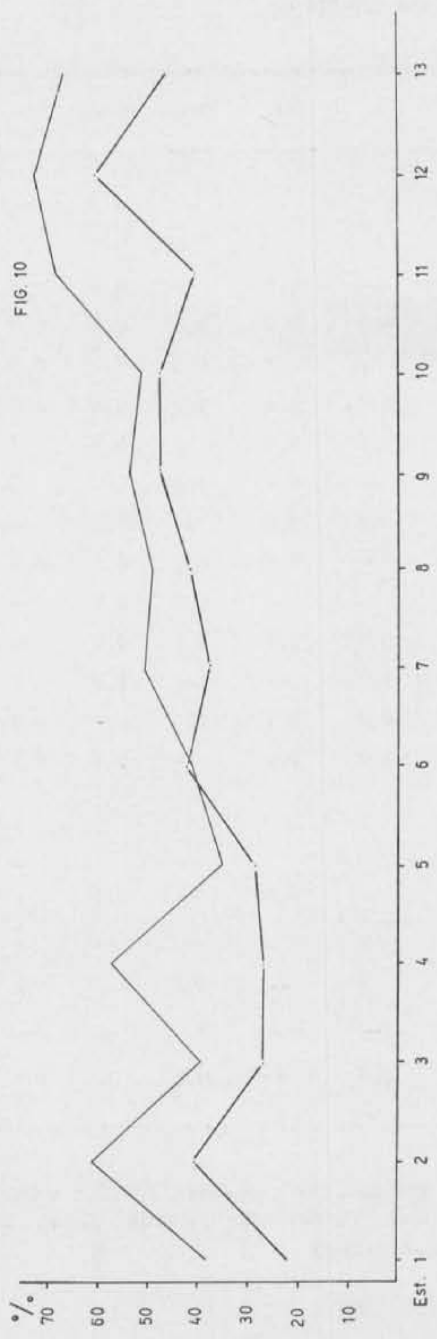


Fig. 10. — Porcentaje de granos opacos excluyendo fragmentos líticos. Referencias: - - - , fracción 88-125 micrones; — , fracción 125-250 micrones

irregularidades en comparación con la de granulometría menor. Los más altos porcentajes para la fracción 88-125 micrones están en la muestra 13 con 48.6 %, encontrándose su valor mínimo en la estación 6 con 7.4 % para la fracción 125-250 micrones; los máximos y mínimos están ubicados en las muestras 12 y 3 con 61.2 y 20 %, respectivamente (fig. 9).

Es necesario hacer notar los bruscos aumentos que se producen, para las dos fracciones aguas abajo, en las últimas estaciones. Estos saltos se hallan en las estaciones 8 y 11 para las granulometrías muy fina y fina respectivamente.

2. *Minerales opacos.* Junto con los fragmentos líticos constituyen los componentes más importantes. Aparecen con más abundancia en la fracción 88-125 micrones. En ambos intervalos granulométricos, sus porcentajes —comparados con el total de componentes— no tienen tendencia definida, y aparentemente se mantienen constantes (fig. 15). No obstante, cuando se recalcula su contenido excluyendo los granos líticos, surge clara tendencia a su aumento aguas abajo, mas su distribución en la fracción mayor es muy errática en las primeras estaciones (fig. 10).

Salvo una muestra (estación 6), los opacos de la fracción 88-125 micrones son más abundantes.

Los máximos absolutos de ambas fracciones aparecen en la estación 2, con cifras de 61 % y 35.4 % para 88-125 y 125-250 micrones respectivamente; por su parte los máximos relativos están para ambas granulometrías en la muestra 12. Los valores mínimos absolutos se encuentran en la muestra 8 para la fracción más gruesa con 16.5 %, y en la muestra 3 con 35.5 % para el grado más fino. Asimismo, los mínimos relativos están en las muestras 1 y 5 para las fracciones fina y muy fina respectivamente, con valores de 22.5 y 35.7 %.

3. *Hornblenda.* Los más altos porcentajes de este mineral aparecen en las muestras de cabeceras; para 88-125 micrones en la muestra 1 (22.2 %) y en 5 (24.5 %). Contrariamente, en los tramos inferiores (estación 12), se encuentran los valores mínimos, con 0.67 % para 125-250 y 1 % para 88-125 micrones.

En los gráficos de composición total puede notarse amplia disminución corriente abajo. Esta se atenúa cuando son eliminados los litoclastos del cálculo de porcentaje (figs. 11 y 15).

Cabe agregar que la hornblenda participa con proporciones parejas dentro de ambas fracciones, no obstante predominar en la de



Fig. 11. — Porcentaje de hornblenda excluyendo fragmentos íficos. Referencias : —, fracción 88-125 microne
---, fracción 125-250 micrones

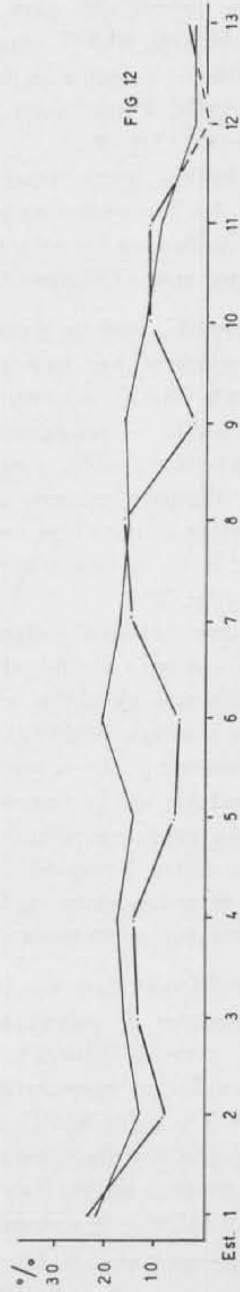


Fig. 12. — Porcentaje de hipersteno excluyendo fragmentos íficos. Referencias : —, fracción 88-125 micrones
---, fracción 125-250 micrones

125-250 micrones en las cuatro primeras estaciones, invirtiéndose este orden en las muestras situadas aguas abajo.

4. *Lamprobolita*. Aparece en todas las muestras estudiadas, presentando siempre escaso número de clastos. Predominan los fragmentos gruesos (125-250 micrones), pero en forma poco marcada. Se observa en las dos fracciones disminución de porcentajes según el sentido de la corriente.

5. *Hipersteno*. Sus porcentajes son muy parecidos a los de hornblenda, siguiendo con bastante paralelismo la distribución de este mineral, particularmente dentro del intervalo 125-250 micrones. En consecuencia, tomando en cuenta la composición total del sedimento, tiende a disminuir decididamente aguas abajo, y tal como sucede con la hornblenda se nota que la disminución está gobernada por el aumento en el contenido de clastos líticos más que por causas propias (figs. 12 y 15).

Este mineral es más abundante en la fracción 88-125 micrones; una excepción la constituyen las muestras 11 y 13, donde el contenido en el grado más grueso es ligeramente predominante (fig. 12)

Sus valores máximos absolutos, para la fracción 125-250 micrones son de 19,82 % en la muestra 1, mientras que para la fracción inferior son de 18 % y 19,9 % en las muestras 1 y 6. Los máximos relativos para el intervalo más grueso están en la estación 1 con 22,9 % y 1 y 6 para 88-125 micrones con cifras de 21,3 % y 21,5 % respectivamente (tabla V).

Por su parte, las cifras mínimas absolutas son para 125-250 micrones 0 % en la estación 12, mientras que para el grado 88-125 micrones es de 1,5 % en las estaciones 12 y 13. El valor mínimo relativo para esta fracción es de 2,42 % en la misma estación.

6. *Piroxenos monoclinicos*. Este grupo tiende a disminuir en contenido —en ambas fracciones— cuando se considera el conjunto de pesados. Esta tendencia desaparece prácticamente cuando se eliminan los fragmentos de rocas del cálculo de porcentajes. En cuanto a su abundancia, se puede decir que es muy parecida en las dos fracciones; el porcentaje máximo absoluto es de 7,7 en la muestra 3 del grado 88-125 micrones, faltando en la muestra 12 de 125-250 y en la 8 de 88-125 micrones.

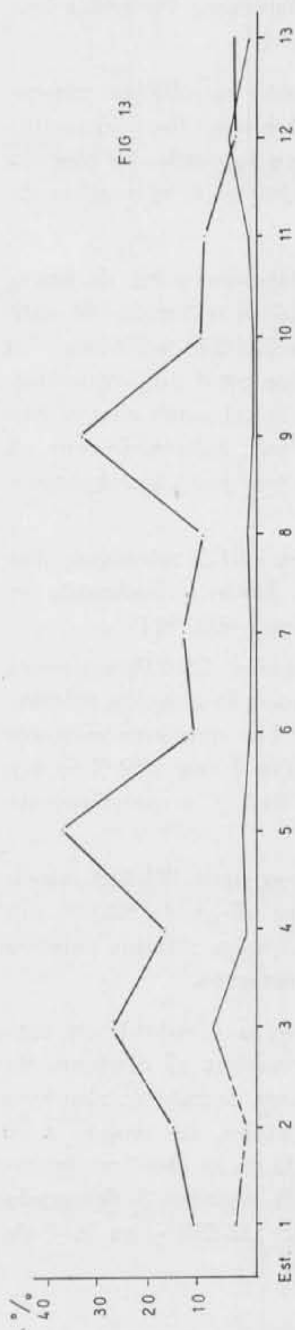


Fig. 13. — Porcentaje de biotita. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones



Fig. 14. — Porcentajes de clorita. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

FIG. 15 a

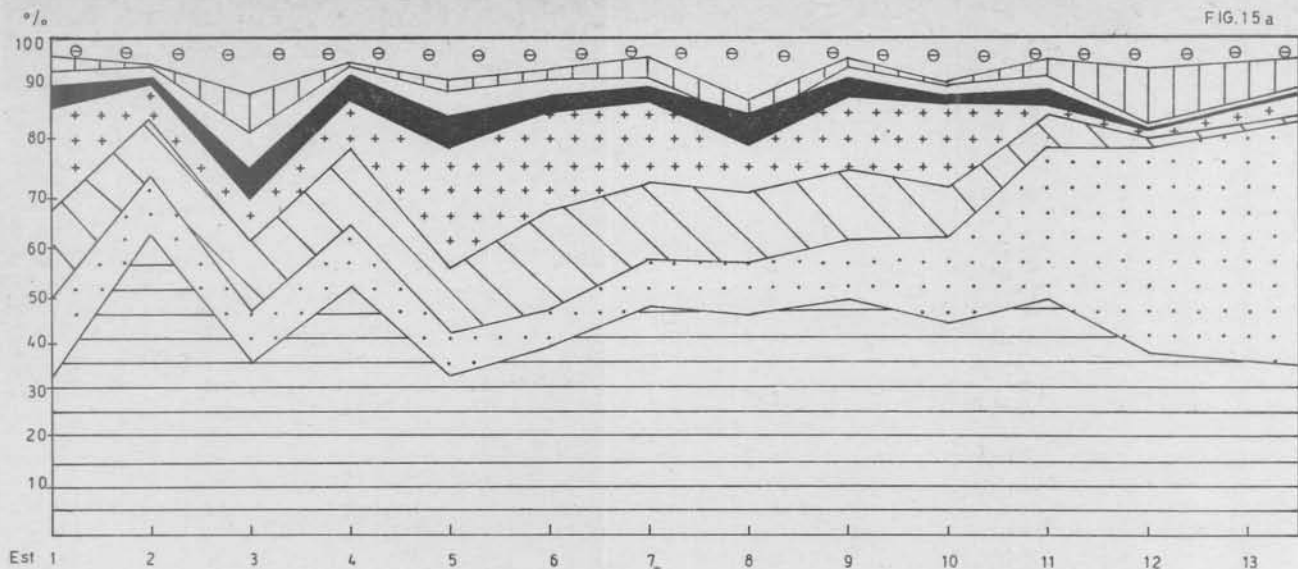


FIG. 15 b

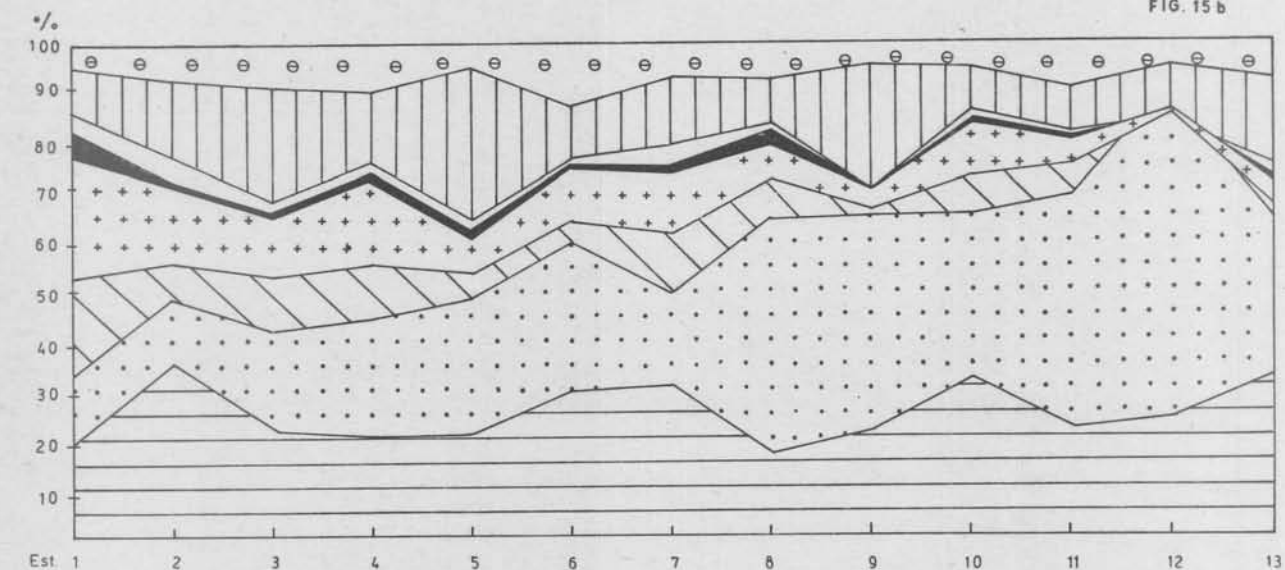


Fig. 15. — Porcentajes de componentes pesados : a, fracción 88-125 micrones ; b, fracción 125-250 micrones



Minerales opacos.



Fragmentos líticos.



Hipersteno.



Hornblenda.



Lamprobolita.



Piroxenos monoclinicos.



Micas.



Otros.

7. Micas.

a) *Biotita*. Es la más abundante de este grupo, presentándose netamente concentrada en la fracción más gruesa; llega a constituir localmente, dentro de este intervalo (muestras 5 y 9), uno de los componentes más importantes de los pesados. En general su desarrollo a lo largo del río es bastante quebrado e irregular, sin embargo los picos en 125-250 micrones no están paralelizados por los de la otra fracción, mostrando ésta, porcentajes más continuos que rara vez superan el 5 %. Es difícil deducir tendencias, aunque la más probable parece ser la invariabilidad (fig. 13).

En cuanto a los valores máximos absolutos en el grado 125-250 micrones la biotita predomina en la estación 5 con 27.9 %, teniendo mínimo absoluto de 1.57 % en la 12. Asimismo, los porcentajes topes relativos están en 5 con 38.6 % y en 12 con 4.0 %. Por su parte la fracción más fina presenta los máximos relativos y absolutos en la estación 3 con 7.7 % y 6.8 % respectivamente, mientras que los mínimos con cifras de 0 % se encuentran en varias estaciones (tabla V).

b) *Clorita*. Sigue en abundancia a la biotita. En ambas granulometrías se observa claro aumento en sus proporciones aguas abajo (fig. 14), haciéndose más marcado cuando se eliminan los clastos líticos del cálculo total. La proporción de clorita es apenas más elevada en la fracción 125-250 micrones, superando el 5 % de ambas fracciones sólo en la muestra 13.

c) *Muscovita*. Es el menos común de los filosilicatos. En la fracción de 88-125 micrones aparece en seis muestras, en cambio en la 125-250 micrones se encuentra en todas, exceptuando la 1, siempre en mayor proporción (tabla V).

En la fracción más gruesa parece observarse aumento de su contenido en las últimas estaciones, que parecería corroborarse en la fracción 88-125 micrones.

8. *Turmalina*. Es algo más abundante en el grado 125-250 micrones, presentándose en todas las muestras estudiadas salvo la 9 de la fracción más gruesa; pero sus porcentajes son bajos y constituyen pocas veces más del 3 % del total de granos pesados. A pesar de que sus porcentajes son constantes, es posible notar leve incremento en las dos últimas estaciones.

9. *Siderita*. Su aparición es bastante irregular, presentándose en gran número de muestras de ambas fracciones, las que no revelan tendencia alguna.

10. *Componentes menores.* Se han considerado como tales los que se encuentran en proporciones sumamente bajas y/o aquéllos que lo hacen en forma aberrante.

Descriptos en orden de abundancia son:

Epidotos. Están presentes prácticamente en todas las muestras, pero en bajos porcentajes. No se advierten cambios importantes en el papel que juegan frente al total de granos, aunque parecería insinuarse pequeña disminución aguas abajo.

Monacita. Aparece en casi todas las muestras de la fracción más gruesa, salvo 6 y 12, siendo siempre inferior al 1 % del total de pesados. Se halla también representada en la fracción 88-125 micrones.

Granate. Si bien su presencia en el grado 88-125 micrones es constante, encontrándose en todas sus muestras, su participación es irregular en el grado más grueso donde sólo se hace constante en las cuatro últimas estaciones.

Colófano. Preferentemente presente con tamaños de 125 a 250 micrones, pero en escasa cantidad.

Circón. Es común en la mayoría de las muestras de las dos fracciones, pareciendo existir ligero aumento de sus componentes en el intervalo más grueso.

REDONDEZ

A. COMPONENTES LIVIANOS

En la tabla VI (*a* y *b*) se consignan los valores de redondez de estos granos, tanto para aquellos estudiados en las arenas del río Grande como en las de sus afluentes principales.

Cuarzo teñido. Esta propiedad varía para la fracción más fina entre 0.352 (estación 8) y 0.415 (estación 6), no mostrando variaciones remarcables con la distancia de transporte. En el más grueso de los grados, oscila entre 0.366 (estación 9) y 0.443 (estación 1). En cuanto a la tendencia para esta fracción, se puede subrayar que el cuarzo teñido presenta cifras variables hasta la estación 7 que luego decrecen levemente hasta 9 para aumentar luego aguas abajo y alcanzar un máximo en la estación 13 (fig. 16).

Este componente muestra en las dos fracciones, valores de redondez similares, pues no se separan en más de 0.04 unidades por estación. En

TABLA VI a
Redondez de componentes livianos
 (Fracción 88-125 u.)

	Qz. teñ.	Qz. Limp.	Plg.	K. Feld.	C. L.	Vidr.	Calc.	Total
RÍO GRANDE :								
1.....	0.410	0.327	0.446	0.424	0.352	0.270 ×	0.300 ×	0.396
2.....	.397	.297	.349	.255 ×	.370	.140 ×	.216	.362
3.....	.406	.326	.309	.314	.308	.247 ×	.265 ×	.339
4.....	.385	.311	.302	.379	.344	.300 ×	.246 ×	.337
5.....	.368	.319	.316	.354 ×	.331	.267 ×	—	.337
6.....	.415	.332	.332	.308 ×	.272	.288 ×	—	.332
7.....	.369	.294	.317	.303 ×	.354	.410 ×	.246 ×	.332
8.....	.352	.259	.266 ×	.340 ×	.246	—	.240 ×	.386
9.....	.405	.345	.351	.341 ×	.311	.306 ×	—	.349
10.....	.355	.288	.305	.284	.286	.210 ×	.210 ×	.307
11.....	.398	.233	.345	.278	.269	—	.164 ×	.289
12.....	.365	.296	.295	.300	.268	—	—	.298
13.....	.401	.293	.366 ×	.370 ×	.350	.270 ×	.210	.356
AFLUENTES :								
Yacoraite..	.412	.274	.384	.280 ×	.394	.282 ×	.220 ×	.373
Medio.....	.321 ×	.236	.284 ×	.445 ×	.306	—	.220 ×	.286
León.....	.423	.300	.344	.300 ×	.340	—	—	.345
Lozano....	.398	.366	.379	.356	.350	—	.220 ×	.377
Reyes.....	.408	.282	.358	.500 ×	.343	.175 ×	—	.358

TABLA VI b
Redondez de componentes livianos
 (Fracción 125-250 u.)

	Qz. teñ.	Qz. limp.	Plg.	K. Feld.	C. L.	Vidr.	Calc.	Total
RÍO GRANDE :								
1.....	0.443	0.308	0.448	0.366	0.384	—	0.210 ×	0.411
2.....	.388	.342	.443	.436 ×	.367	0.140 ×	—	.393

Las cifras con × representan promedios con menos de 10 clastos.

Referencias : Qz. teñ. : cuarzo teñido ; Qz. Limp. : cuarzo límpido ; Plg. : plagioclasa ; K. Feld. : feldespatos potásicos ; C. L. : clastos líticos ; Vidr. : trizas vítreas ; Calc. : calcita.

TABLA VI b (Conc.)

	Qz. teñi.	Qz. límp.	P!g.	K. Feld	C. L.	Vidr.	Calc.	Total
3.....	.391	.332	.401	.422 ×	.357	.210 ×	—	.375
4.....	.384	.316	.425	.438 ×	.345	.210 ×	—	.372
5.....	.403	.323	.378	.383 ×	.340	.275 ×	—	.359
6.....	.389	.306	.408	.373	.360	.300 ×	.373 ×	.368
7.....	.395	.293	.385	.338 ×	.309	—	.175 ×	.340
8.....	.383	.330	.376	.383	.359	—	—	.366
9.....	.366	.312	.361	.356	.359	.270 ×	—	.351
10.....	.374	.322	.373	.391	.338	—	—	.352
11.....	.401	.347	.334	.321 ×	.333	—	.355 ×	.347
12.....	.396	.342	.343	.336 ×	.323	—	.300 ×	.337
13.....	.436	.313	.337	.327	.362	—	.270 ×	.355
AFLUENTES :								
Yacoraite..	.412	.233	.451	.494 ×	.366	.275 ×	—	.410
Medio.....	.350	.252	.311 ×	—	.267	—	—	.279
León.....	.373	.353	.413	.300 ×	.341	—	—	.359
Lozano....	.432	.291	.387	.355 ×	.332	.210 ×	.175 ×	.382
Reyes.....	.382	.327	.369 ×	—	.330	—	—	.346

forma general puede decirse que la redondez de la fracción más fina es mayor en cabeceras, mientras que aguas abajo sucede lo contrario. En la porción central (entre las estaciones 4 y 10) las curvas de ambas fracciones se cruzan reiteradamente (fig. 16).

Cuarzo límpido. Para los granos de 88-125 micrones, sus valores límites de redondez son 0.233 (estación 11) y 0.345 (estación 9). Esta propiedad tiende a mejorar desde la estación 1 hasta la 6, haciéndose aberrante a partir de ese punto (fig. 17). La redondez del cuarzo teñido lo supera constantemente entre 0.049 y 0.165 unidades, aunque lo más común es una diferencia de 0.06 a 0.095 (Tabla VI a).

Por su parte en la fracción 125-250 micrones, sus valores límites son 0.293 (estación 7) y 0.347 (estación 11), manteniéndose constantes a lo largo del curso (fig. 7). De la misma manera que en la fracción menor, sus valores están por debajo del cuarzo teñido, del que los separan cifras extremas de 0.135 y 0.046, siendo más comunes diferencias del orden de 0.05 a 0.06 unidades (tabla VI b).

Ambas fracciones muestran valores parecidos de redondez, notán-

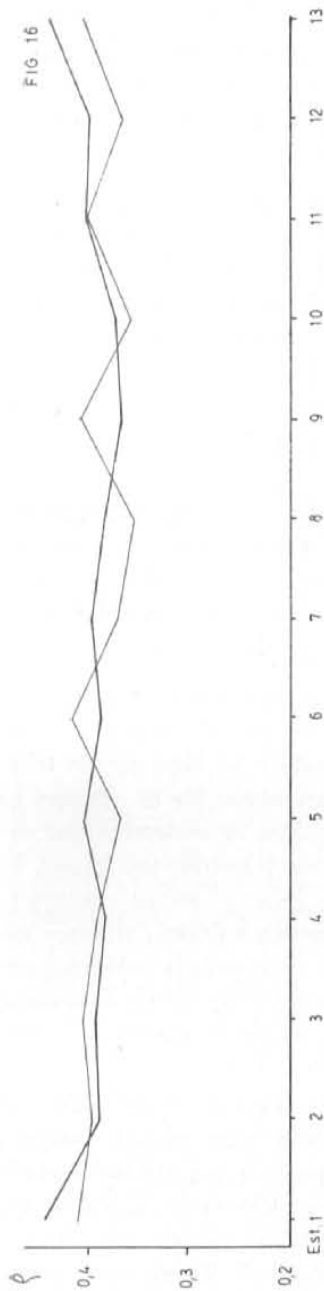


Fig. 16. — Redondez de cuarzo teñido. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones ; - - - - - , fracción 125-250 micrones

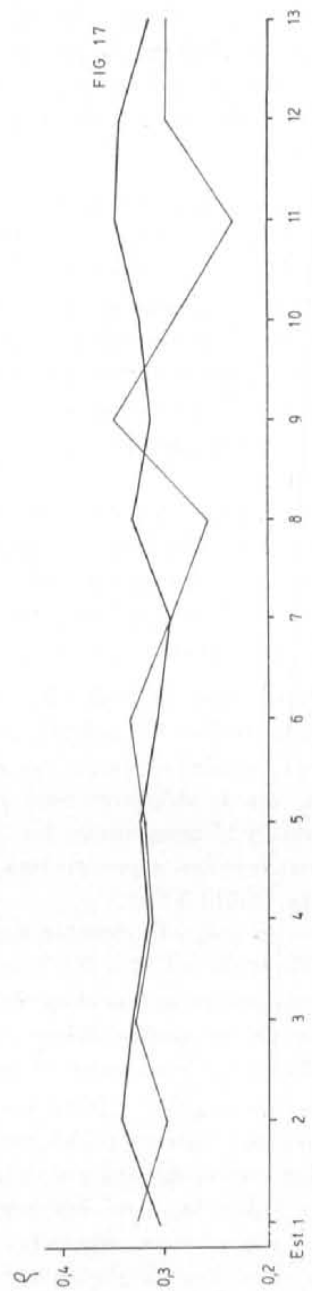


Fig. 17. — Redondez de cuarzo limpio. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones ; - - - - - , fracción 125-250 micrones

dose cifras más altas en el grado 125-250 micrones, especialmente en los extremos del río Grande. Por su parte, en la porción central se observa la alternancia ya señalada para el cuarzo teñido. Cabe mencionar que en esta variedad de cuarzo, la separación entre las curvas correspondientes a ambas granulometrías es mucho más marcada (fig. 17).

Clastos líticos. En la fracción 88-125 micrones, su redondez oscila entre 0.246 (estación 8) y 0.380 (estación 2), permaneciendo indiferente frente a la distancia de transporte. En el otro grado, las cifras extremas se presentan en las muestras 7 (0.309) y 1 (0.384); disminuye en el tramo superior, pero desde la estación 5 hacia el sur se hace permanentemente quebrada (fig. 18).

En las dos granulometrías los valores son inferiores a los de cuarzo teñido, superando al cuarzo límpido sólo en el intervalo grueso (tabla VI).

Cabe agregar que los litoclastos de la fracción 125-250 micrones, salvo en la estación 7, tienen mayor redondeamiento; el espaciado entre curvas, aunque variable, se hace notorio en las estaciones inferiores, revelando un mejoramiento relativo de esta propiedad en el grado más grueso.

Plagioclasas. La redondez varía en el intervalo 88-125 micrones de 0.266 (estación 9) a 0.446 (estación 1). Aunque el comportamiento de esta propiedad parece ser anómalo respecto a la distancia de transporte, puede señalarse tendencia a la disminución en los tramos superiores y al aumento en los inferiores (fig. 19). Su redondez está casi permanentemente por encima de la de líticos y cuarzo teñido con hematita (tabla VI a).

Por su parte la fracción más gruesa presenta valores extremos que van de 0.334 en 11 a 0.448 en 1 (fig. 19). Su redondez está casi permanentemente por encima del cuarzo límpido (excepto en la muestra 11) y de los clastos líticos (salvo en 13); también supera al cuarzo teñido en las estaciones de cabeceras (tabla VI b).

Existen grandes diferencias de medias de redondez entre cabeceras y porciones inferiores del cauce debido a la disminución de esta propiedad con la distancia de transporte. Es por eso que tiende a predominar sobre los otros componentes en el extremo norte, mientras que aguas abajo se ve superada.

La redondez de plagioclasas en la fracción 125-250 micrones supera netamente a la de 88-125 micrones, salvo en las muestras 11 y 13. Si

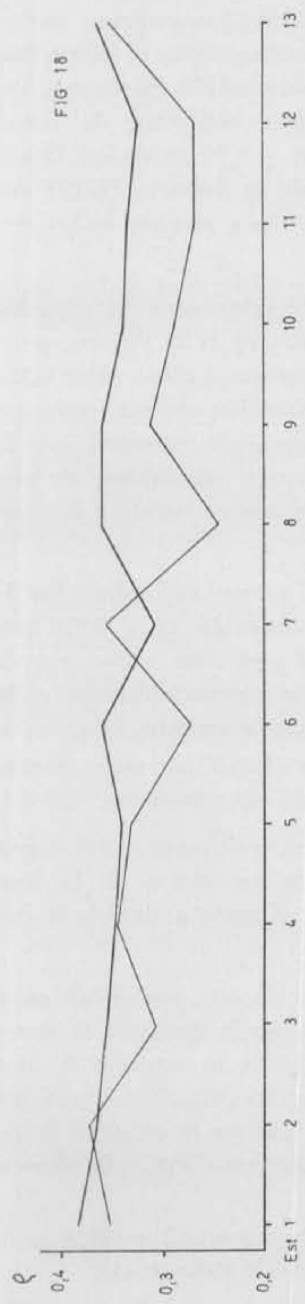


Fig. 18. — Redondez de fragmentos líticos livianos. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

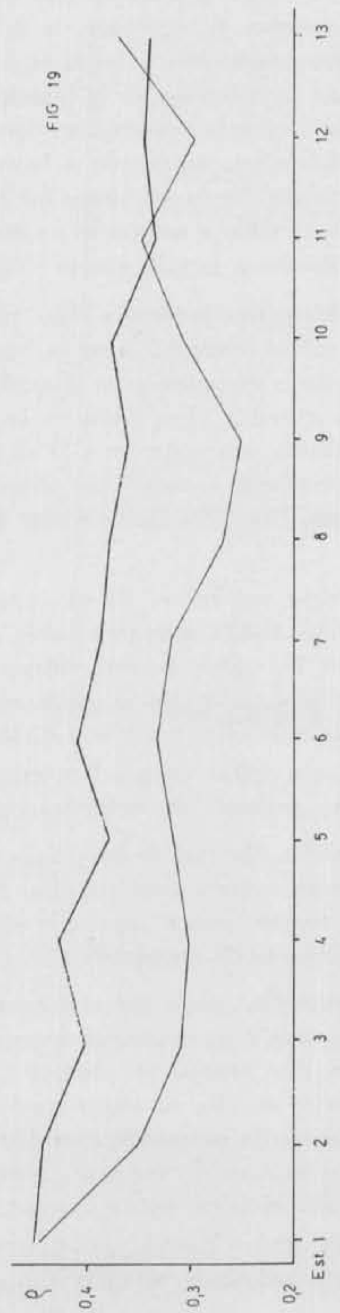


Fig. 19. — Redondez de plagioclasas. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

bien en ambas granulometrías este grupo mineral comienza con valores similares de redondez, la más fina desciende bruscamente en las primeras estaciones y luego se mantiene constante hasta el punto 10; aunque la redondez de la fracción más gruesa también disminuye, como lo hace más suavemente tiende a mantenerse con cifras de redondez más altas, superando a la otra entre 0.05 y 0.10 unidades. Desde la estación 10 en adelante, las plagioclasas de la fracción 88-125 micrones tienden a aumentar su redondez, llegando a superar en los tramos finales a la más gruesa (fig. 19).

Feldespatos potásicos. Los valores de redondez para la fracción fina varían entre 0.255 en la estación 2 y 0.424 en la 1. Por su parte, los valores extremos para el grado 125-250 micrones oscilan entre 0.321 en la muestra 11 y 0.438 en la 4. La otra fracción muestra relación indefinida con respecto a la distancia de transporte, mientras que la mayor tiende a seguir aproximadamente la curva equivalente de plagioclasa (fig. 20). La redondez de la fracción mayor tiende a ser más alta.

Vidrio volcánico. Es el componente de menor redondez. En la fracción 88-125 micrones varía entre 0.140 (estación 2) y 0.410 (estación 7); salvo en esta última muestra, su redondez nunca excede la cifra de 0.31. En el grado más grueso, los valores extremos están en las estaciones 2 y 9 con 0.140 y 0.275, respectivamente.

Pese a faltar en muchas estaciones y sus clastos ser muy escasos, notose aumento de redondez con la distancia de transporte.

Calcita. Mineral de muy baja redondez, pero a diferencia del vidrio, presenta valores más parejos. Excepto en la muestra 6 de la fracción mayor, nunca supera la cifra de 0.300. Tiende a disminuir con la distancia de transporte.

Redondez media del sedimento. El cálculo de esta propiedad en el grado más fino, confirma su escasa variación con la distancia de transporte. En general se observa disminución hasta la estación 8, pero a partir de ella su comportamiento es irregular (fig. 21). Su determinación ha permitido también comprobar que en la estación 8 hay decrecimiento de redondez general; asimismo las cifras más altas se han obtenido en ambos extremos del curso.

Sus valores límites varían entre 0.396 en la muestra 1 y 0.286 en la 8, pero comúnmente están comprendidos entre 0.300 y 0.340.

En lo que respecta a la fracción 125-250 micrones se observa paula-

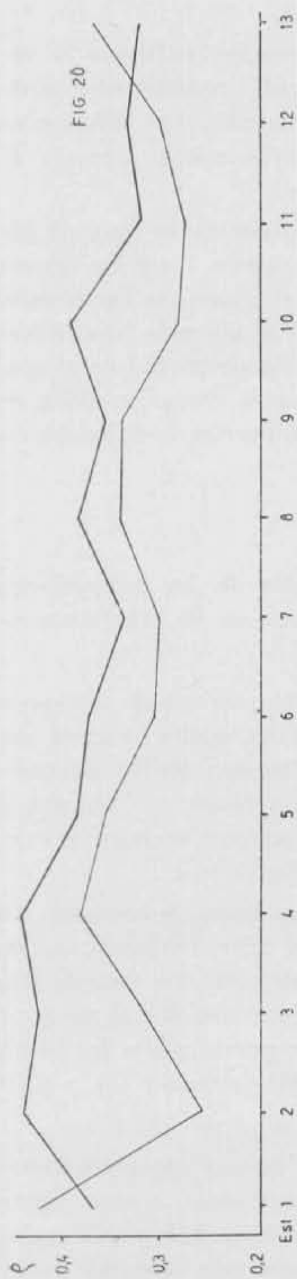


Fig. 20. — Redondez de feldspatos potásicos. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones; - - - - - , fracción 125-250 micrones

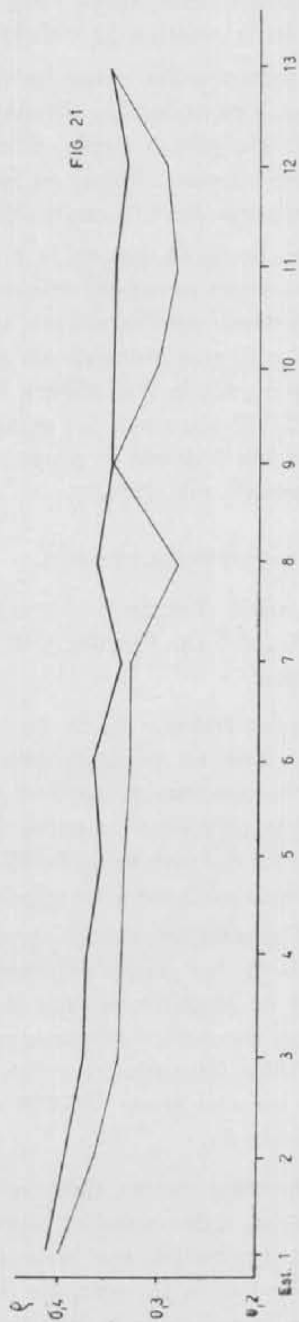


Fig. 21. — Redondez promedio de los componentes litvianos. Referencias : ———, fracción 88-125 micrones; - - - - - , fracción 125-250 micrones

tina disminución aguas abajo, oscilando sus valores extremos entre 0.336 en la estación 12 y 0.411 en la 1 (fig. 21).

La comparación entre las dos fracciones permite confirmar lo notado en casi todos los componentes livianos antes mencionados, pues la fracción gruesa tiene cifras de redondez mayores. Las diferencias resultan menos nítidas, ya que el grado mayor nunca aventaja al otro en más de 0.05 unidades.

Cabe destacar, que en la muestra 13 la redondez de la fracción 88-125 micrones es mayor, mientras que en las muestras 7 y 9 los valores son bastante similares. Esta aproximación se explica para las estaciones 0 y 13 por aumento en redondez en la fracción más fina, mientras que para la 7 se debe a disminución de esta propiedad en el grado 125-250 micrones. La máxima separación entre curvas se ubica en la estación 8 donde se produjo la notoria disminución de redondez en el intervalo más fino.

B. COMPONENTES PESADOS.

La tabla VII (*a* y *b*) muestra la redondez de los componentes pesados del río Grande y de algunos afluentes, en las fracciones estudiadas.

Clastos líticos. En la fracción 125-250 micrones puede aceptarse como cierto un pequeño aumento en la redondez media hacia el sur. Este incremento se verifica también en la fracción 88-125 micrones hasta la estación 9, a partir de la cual declina. Hasta esa estación la redondez del intervalo 88-125 micrones es ligeramente superior al otro, pero más adelante esta relación se invierte (fig. 22).

En general los valores de redondez son muy bajos, apareciendo las modas en los grados subanguloso, anguloso y subredondeado, en ese orden de abundancia para las veintiseis muestras del río Grande. Los valores máximos y mínimos encontrados en la fracción 88-125 micrones son 0.386 (estación 9) y 0.245 (estación 12); por su parte los homólogos para el grado 125-250 micrones son 0.368 (estación 13) y 0.229 (estación 4).

Minerales opacos. Cabe aclarar que dentro de esta categoría fueron incluidos todos aquellos granos de aspecto muy sucio, a veces ligeramente traslúcidos con luz convergente, que podrían haber sido incluidos dentro de la categoría de alteritas. Se hace esta salvedad debido a que la redondez de este tipo de clastos —muy abundantes— es bas-

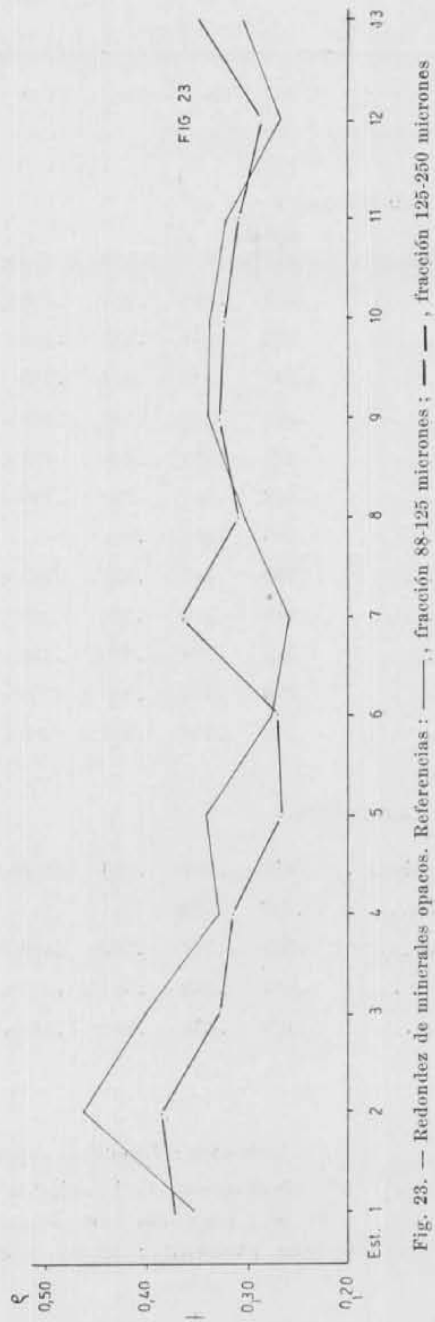
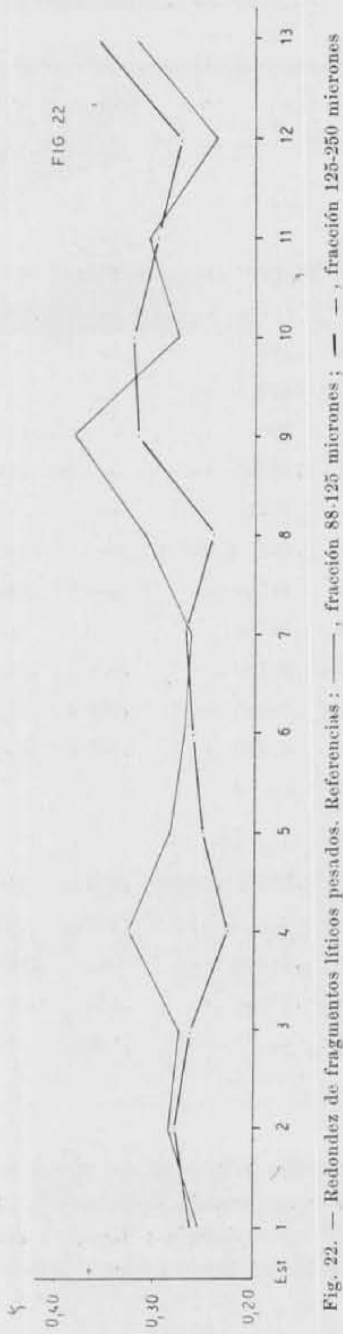


TABLA VII a. — Redondez de componentes

	C. L.	Op.	Hip.	Px. m.	Hnbl.	Lamp.	Trem.	Musc.	Clor.	Biot.
RÍO GRANDE :										
1.....	0.255	0.359	0.290	0.250 ×	0.484	0.406	—	0.255 ×	—	0.332 ×
2.....	.285	.466	.338	.326 ×	.528	.452 ×	—	—	0.300 ×	—
3.....	.276	.404	.348	.210	.359	.409	—	—	—	.391
4.....	.327	.331	.344	.246	.375	.329	—	—	—	.300 ×
5.....	.287	.343	.318	.250	.336	.350	—	—	.410 ×	.377 ×
6.....	.271	.280	.348	.266 ×	.392	.363 ×	—	—	.336 ×	.355 ×
7.....	.263	.263	.308	.300 ×	.390	.407 ×	—	—	—	.300 ×
8.....	.313	.306	.284	—	.340	.452	0.210 ×	—	.255 ×	.355 ×
9.....	.386	.343	.337	.282 ×	.386	.397 ×	—	—	.343 ×	.410 ×
10.....	.281	.342	.329	.260 ×	.336	.306 ×	—	—	—	—
11.....	.312	.326	.300	.264 ×	.330 ×	.355 ×	—	.300 ×	.300 ×	.355 ×
12.....	.245	.275	.235 ×	.273 ×	.195 ×	.410 ×	—	.288 ×	.270 ×	.283
13.....	.328	.314	.347 ×	.300 ×	.360	.210 ×	—	.300 ×	.330	.355 ×
AFLUENTES :										
Yacoraite233	.379	.339	.210 ×	.317	.508 ×	.140 ×	.268 ×	.246 ×	.307
Medio.....	.227	.296	—	—	—	—	—	.307 ×	.263	—
León.....	.262	.344	.330	.410 ×	.297	.410 ×	—	—	.325 ×	.265 ×
Lozano.....	.212	.249	.255 ×	.410 ×	.326 ×	.300 ×	—	.425	.240 ×	.290 ×
Reyes.....	.285	.339	.242	.140 ×	.217 ×	—	—	.336 ×	.300	.310 ×

Aclaración : Las cifras con × representan promedios con menos de 10 clastos.

Referencias : C. L. : clastos líticos ; Op. : minerales opacos ; Hip. : hipersteno ; Px. m. : piroxenos monoclinicos ; Hnbl. : hornblenda ; Lampr. : lamprobolita ; Trem. : tremolita ; Musc. : muscovita ; Clor. : clorita ; Biot. : biotita ; Ep. : epi-

pesados (Fracción 88-125 u.)

Ep.	Turm.	Gr.	Ap.	Colof.	Monac.	Circ.	Rut.	Cian.	Carb.	Titan.	Total
0.175 ×	0.374 ×	0.410 ×	0.410 ×	0.210 ×	0.840 ×	—	—	—	0.140 ×	—	0.352
.355 ×	.469 ×	.410 ×	.613 ×	—	.840 ×	0.455 ×	—	—	.217 ×	—	.430
.175 ×	—	.270 ×	.283 ×	—	.756 ×	.570 ×	0.410 ×	0.210 ×	.327 ×	0.590 ×	.345
—	.410 ×	.140 ×	.715 ×	—	—	.673 ×	—	—	.300 ×	—	.329
.210 ×	.840 ×	—	—	—	.715 ×	.625 ×	—	—	.274 ×	—	.333
.210 ×	.410 ×	—	.613 ×	—	—	.590 ×	—	.210 ×	.300 ×	—	.334
—	.530 ×	—	.613 ×	—	—	.625 ×	—	—	.239	—	.285
.200 ×	.840 ×	.210 ×	.656 ×	—	—	.482 ×	—	—	.235 ×	—	.327
.210 ×	—	.300 ×	.500 ×	—	—	.410 ×	—	—	.300 ×	—	.398
.260 ×	.410 ×	.590 ×	.300 ×	.410 ×	—	—	—	—	.272	—	.334
.433 ×	.608 ×	.210 ×	.840 ×	.300 ×	—	.450 ×	—	—	.240 ×	—	.400
.233 ×	.311 ×	.590 ×	.356 ×	.210 ×	.840 ×	.840 ×	—	—	.200 ×	—	.272
—	.410 ×	.300 ×	.507 ×	—	.410 ×	.410 ×	—	—	.210 ×	—	.331
.212	.310 ×	.164 ×	—	—	.590 ×	.450 ×	—	—	.300 ×	—	.320
.140 ×	.490 ×	—	—	—	—	.300 ×	—	—	.193 ×	—	.239
.261 ×	.557 ×	.300 ×	.470 ×	.255 ×	—	.500 ×	—	—	.232 ×	—	.297
.175 ×	.576 ×	—	.307 ×	—	—	.840 ×	—	—	.175 ×	—	.250
.360 ×	.588 ×	—	.457 ×	—	—	.646 ×	.553 ×	—	.187 ×	—	.314

doto; Turm. : turmalina; Gr. : granate; Ap. : apatita; Colof. : colófano; Monac. : monacita; Circ. : circón; Rut. : rutilo; Cian. : cianita; Carb. : carbonatos; Titan. : titanita.

TABLA VII b. — Redondez de componentes

	C. L.	Op.	Hip.	Px. m.	Hnbl.	Lampr.	Trem.	Musc.	Clor.	Biot.	Ep.
RÍO GRANDE :											
1.....	0.264	0.368	0.298	0.354	0.460	0.506	—	—	—	0.378	0.140 ×
2.....	.280	.386	.365	.528	.480	.533 ×	—	0.400 ×	0.295 ×	.336	.140 ×
3.....	.267	.330	.457	.496	.387	.471 ×	0.140 ×	.286 ×	—	.332	.202
4.....	.229	.320	.439	.499	.476	.640	—	.410 ×	.238 ×	.368	.159
5.....	.256	.270	.483	.572	.456	.524	—	.315 ×	.304 ×	.321	.211
6.....	.266	.274	.418	.427 ×	.448	.500 ×	—	.240 ×	.315	.271	.173
7.....	.270	.371	.466	.492	.456	.575	.175 ×	.300 ×	.319	.360	.234 ×
8.....	.245	.316	.505	.646 ×	.469	.602 ×	.140 ×	.270 ×	.311	.378	.167 ×
9.....	.321	.336	.408	.492	.494	.648 ×	.140	.370	.411	.344	.140 ×
10.....	.327	.330	.452	.643	.469	.547 ×	—	.433 ×	.305 ×	.385	.275
11.....	.304	.317	.436	.494	.436	.535 ×	—	.283 ×	.320	.318	.210 ×
12.....	.281	.293	—	—	.427	—	—	.391	.376	.318	.217
13.....	.368	.354	.427	—	.427	.584	—	.306 ×	.334	.398	—
AFLUENTES :											
Yacoraite	.249	.367	.540	.635	.334	.410 ×	—	.362 ×	.187 ×	.363	.180
Medio...	.216	.286	—	—	—	—	—	—	.175 ×	—	—
León....	.298	.340	.327	.622 ×	.365 ×	—	—	—	.314	.525 ×	.174 ×
Lozano..	.226	.254	—	.367 ×	.255 ×	—	—	.448 ×	.296	.219 ×	—
Reyes...	.278	.373	.210 ×	.590 ×	.300 ×	—	—	.294 ×	.253	.257 ×	.140 ×

Aclaración : Las cifras con × representan promedios con menos de 10 clastos.

Referencias : C. L. : clastos líticos ; Op. : minerales opacos ; Hip. : hipersteno ; Px. m. : piroxenos monoclinicos ; Hnbl. : hornblenda ; Lampr. : lamprobolita ; Trem. : tremolita ; Musc. : Muscovita ; Clor. : clorita ; Biot. : biotita ; Ep. : epi-

pesados (Fracción 125-250 micrones)

Turm.	Gr.	Ap.	Colof.	Monac.	Circ.	Rut.	Cian.	Andal.	Woll.	Sider.	Total
0.540 ×	—	0.530 ×	—	0.715 ×	0.210 ×	0.410 ×	—	—	—	0.210 ×	0.377
.733 ×	0.300 ×	.590 ×	0.396 ×	.715 ×	.590 ×	—	—	—	—	.177	.400
.478 ×	—	.410 ×	.140 ×	.840 ×	.590 ×	—	—	—	—	.330 ×	.340
.475	.320 ×	.505 ×	.400 ×	.685 ×	.140 ×	—	—	—	—	.195	.351
.643 ×	.365 ×	.582 ×	—	.590 ×	—	—	—	—	0.300 ×	.250	.313
.513 ×	—	.557 ×	.355 ×	—	—	—	—	—	—	.223	.296
.557 ×	.403 ×	.697 ×	—	.715 ×	—	—	—	0.210 ×	—	.255	.373
.618	—	.418 ×	.355 ×	.840 ×	.332 ×	—	—	—	—	.238	.316
—	—	—	.410 ×	.840 ×	—	—	—	—	—	.234	.336
.410 ×	.140 ×	.410 ×	.228 ×	.612 ×	—	—	0.300 ×	—	—	.237	.360
—	.336 ×	—	—	.840 ×	—	—	—	—	—	.267	.330
.496 ×	.313 ×	.590 ×	.175 ×	—	.622 ×	—	—	—	—	.197	.294
.412	.397	.471 ×	—	.598 ×	.491 ×	—	—	—	—	—	.366
.370 ×	—	.840 ×	—	.840 ×	—	—	—	—	—	.263 ×	.341
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	.193 ×	.217
—	—	—	.410 ×	—	.840 ×	.840 ×	—	—	—	.194	.304
.300 ×	—	.140 ×	.300 ×	—	—	—	—	—	—	.140 ×	.255
.840 ×	.140 ×	—	.300 ×	—	.490 ×	—	—	—	—	.166 ×	.284

do ; Turm. : turmalina ; Gr. : granate ; Ap. : apatita ; Colof. : colófono ; Monac. : monacita ; Circ. : circón ; Rut. : rutilo ; Cian. : cianita ; Andal. : andalusita ; Woll. : wollastonita ; Sider. : siderita.

tante inferior a la de los individuos totalmente opacos, observados con el mismo tipo de iluminación.

Excepto en tres muestras, dos de las cuales corresponden a las últimas estaciones, la fracción de 88-125 micrones presenta valores de redondez ligeramente más altos que la de 125-250. Parece haber una gradación de esta diferencia, disminuyendo aguas abajo la amplitud existente entre ambas curvas (fig. 23), las que comienzan a superponerse a partir de la mitad del tramo estudiado; como fuera mencionado, esta relación se invierte en las dos últimas estaciones. Las curvas parecen mostrar decrecimiento de redondez con el transporte, especialmente en lo que respecta a la fracción 88-125 micrones.

Este grupo mineralógico es casi siempre más redondeado que el de los litoclastos (tabla VII); los valores modales de redondez se presentan, salvo dos excepciones de subredondeados, en el intervalo subanguloso.

Por otra parte, los valores extremos para ambas fracciones son 0.273 (en la muestra 7) y 0.466 (en la 2) para 88-125 micrones, y 0.387 (en la estación 2) y 0.270 (en la 5) para el grado más grueso.

Hornblenda. Para la fracción de 125-250 micrones las cifras son muy similares a lo largo de todo el tramo estudiado, variando entre 0.387 en la muestra 3 y 0.494 en la 9. No hay tendencias manifiestas, manteniéndose constante a lo largo del curso (fig. 24).

Lo mismo podría decirse para la fracción 88-125 micrones, donde los valores están casi siempre ubicados entre 0.3 y 0.4, salvo las dos primeras estaciones. En ellas, el redondeamiento de los granos de hornblenda en este grado, es más alto, tal es así que sobrepasan la redondez de la granulometría más gruesa; en la estación 3 se produce brusco descenso, permaneciendo de allí en adelante con cifras que nunca superan a las de la otra fracción. La separación entre las dos representaciones es bastante marcada y parece aumentar aguas abajo (fig. 24).

Para el grado 88-125 micrones los valores extremos son 0.195 y 0.528 en las muestras 12 y 2 respectivamente. Cabe aclarar que el valor correspondiente a la muestra 12 fue determinado en base a tan solo 8 granos.

La hornblenda se caracteriza, especialmente en la fracción 125-250 micrones, por abarcar en todas las muestras, el total de los grados de Powers, y por lo tanto, expresados estadísticamente, sus histogramas de redondez son unimodales o bimodales con modas poco marcadas. En

ellos se nota aumento del grado anguloso aguas abajo, que queda balanceado en los promedios por un consecuente aumento de altura en las columnas redondeadas. Es necesario hacer notar que en esta fracción se presentan siempre tres formas típicas de granos: unos de alta redondez (bien redondeados o redondeados), otros redondeados o bien redondeados partidos (subredondeados o subangulosos) y por último angulosos (muy angulosos a angulosos).

Hipersteno. La fracción de 125-250 micrones se presenta siempre con mayor redondeamiento. Esta diferencia en la redondez de ambas fracciones aumenta marcadamente en las tres primeras estaciones, para estabilizarse prácticamente hasta la estación 11 donde aumenta nuevamente debido al descenso de la fracción menor (fig. 25).

Para el grado 125-250 micrones se observa incremento desde la estación 1 hasta la 8, a partir de la cual parecería disminuir hasta la estación 13. Por su parte, la más fina se mantiene prácticamente constante hasta la muestra 11, a partir de la cual decrece al parecer, hasta la estación 12. Por su parte, la más fina se mantiene prácticamente constante hasta la muestra 11, a partir de la cual decrece suavemente (fig. 25).

Los valores extremos para granos de 88-125 micrones son 0.235 en la muestra 12 y 0.348 en las estaciones 3 y 6. Los de 125-250 micrones varían entre 0.290 en estación 1 y 0.505 en la muestra 8.

Cabría destacar finalmente que los valores medios de cada una de estas fracciones son particularmente similares a sus homólogos de hornblenda.

Biotita. Prácticamente todos los valores hallados se sitúan entre 0.3 y 0.4 de redondez. Aunque las observaciones de esta propiedad en el grado 88-125 micrones son escasas (casi siempre inferiores a 10) al compararla con la redondez de la otra fracción parecen ser mayores que esta última hasta el tramo medio del río, para invertirse en el otro sector. Las cifras máxima y mínima para granos de 125-250 micrones son 0.398 y 0.271 en las muestras 13 y 6 respectivamente. Las correspondientes a clastos de 88-125 micrones son 0.391 en la estación 3 y 0.283 en la 12 (tabla VII, fig. 26).

Clorita. En cuanto a la redondez de este grupo no resulta sencillo establecer su comportamiento a lo largo del curso, ya que hay muestras donde no aparece, o aun cuando así sucede, su número es estadísticamente poco representativo. Casi todas las observaciones corresponden

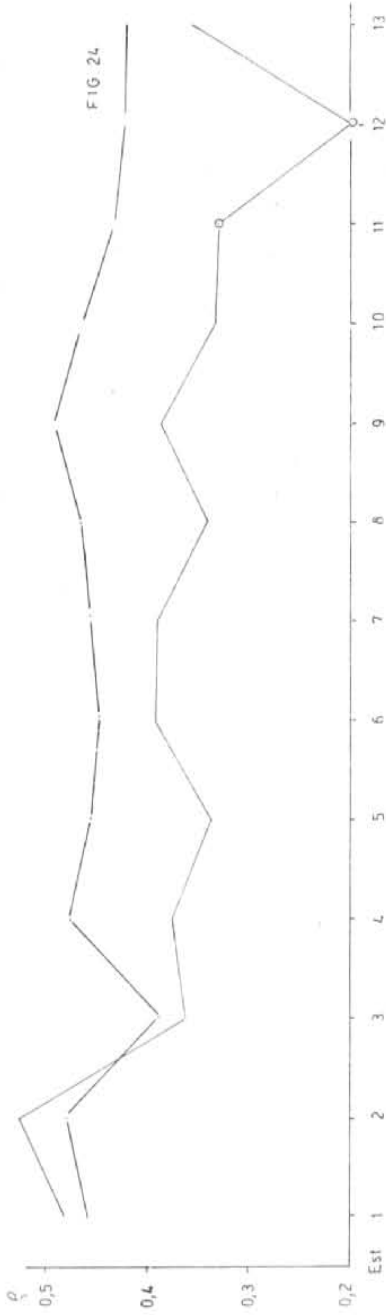


Fig. 24. — Redondez de hornblenda. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

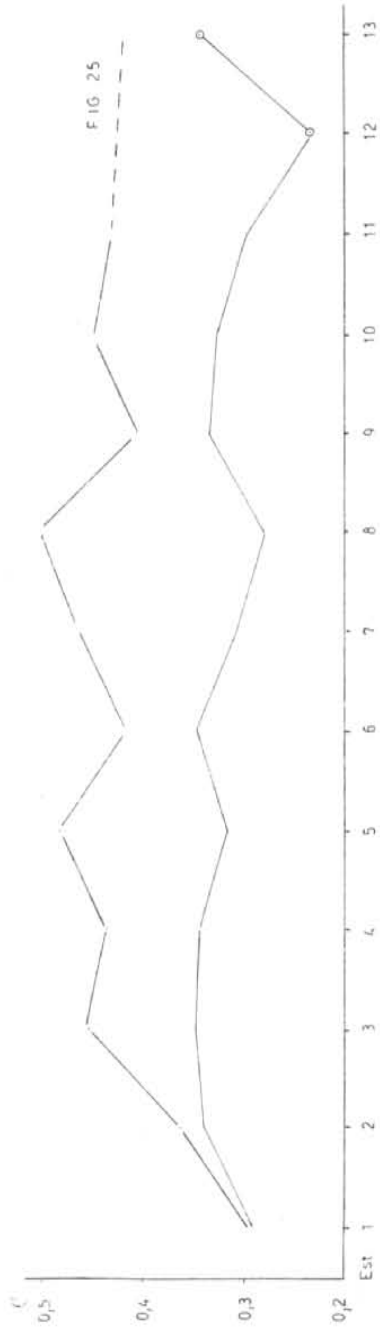


Fig. 25. — Redondez de hipersteno. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

a menos de 10 granos en la fracción 88-125 micrones; en la otra sólo se han tomado medias de más de 20 clastos en las estaciones 12 y 13. Sus valores son bastante similares a los de biotita, siendo ligeramente más altos en el grado más grueso.

Muscovita. Los promedios compuestos por más de 20 observaciones son parecidos al resto de las micas citadas, no pudiendo establecerse el comportamiento de esta propiedad en virtud de las escasas determinaciones efectuadas.

Turmalina. En general, y pese a las pocas observaciones realizadas, se puede indicar que en la fracción de 125-250 micrones aparece más redondeada. Los valores medios obtenidos son bastante altos para ambas granulometrías; no obstante no se han podido determinar tendencias en función de transporte.

Siderita. Granos muy angulosos; más frecuentes en la fracción mayor. Su valor medio se aproxima a 0.230.

Piroxenos monoclinicos. Si bien los datos no son lo suficientemente abundantes, los granos de 125-250 micrones presentan redondez más alta. La causa de esta diferencia es mineralógica ya que en la fracción más fina existe mayor abundancia de la variedad más clara que aparece siempre angulosa; en cambio en la de 125-250 micrones predominan los granos verde oscuro ovoidales con alta redondez, que elevan considerablemente los promedios.

La media de redondez de la fracción más gruesa es cercana a 0.520, dando la impresión que los valores podrían incrementarse hacia el sur. En cambio la media de 88-125 micrones está en 0.270.

Lamprobolita. La fracción de 125-250 micrones presenta granos con redondez más elevada, constituyendo generalmente los granos más redondeados de cada muestra. Si bien la fracción de 125-250 muestra invariabilidad con la distancia de transporte, la de 88-125 parece decrecer en los tramos finales.

Epídoto. Su redondez es en general baja y sus promedios caen siempre dentro de los grados anguloso y muy anguloso. Pese a que los valores obtenidos, especialmente en la fracción 125-250 micrones, indican pequeño aumento en la dirección de transporte, no es seguro que esto realmente suceda ya que los promedios corresponden a pocos granos.

Monacita. Es el más redondeado de todos los minerales en ambas fracciones, permaneciendo invariable aguas abajo. Sus medias de redondez nunca están por debajo de 0.59, siendo muy escasos los valores inferiores a 0.700.

Granate. Se cuenta con pocas observaciones, pudiendo tan solo adelantarse que en la fracción 125-250 micrones es siempre inferior a 0.400, mientras que en la de 88-125 micrones muestra valores más dispares, seguramente influenciados por las insuficientes determinaciones.

Apatita. Se presenta con clastos subredondeados a bien redondeados en ambas fracciones, sin preeminencia de una sobre otra.

Circón. La fracción 88-125 micrones parece presentar valores más altos de redondez. En general, este componente aparece con clastos redondeados.

Colófano. Componente que presenta gran disparidad en las cifras de redondez.

Valores totales de redondez de componentes pesados. Si bien estos valores carecen de importante significado (Mazzoni, 1969), se dará al igual que para los componentes livianos una breve reseña de su comportamiento.

Sus promedios de redondez son muy parecidos, apareciendo alternadamente cualquiera de las dos fracciones como la más redondeada. Si bien el desarrollo de ambas representaciones es quebrado, parece haber escasa disminución con la distancia de transporte. Los valores extremos para 125-250 micrones están ubicados en la muestra 2 con 0.400 y en la 12 con 0.294. Los de la fracción 88-125 oscilan entre 0.430 y 0.272 en las mismas estaciones (fig. 27).

Cabe remarcar que han influido notoriamente en las determinaciones de redondez, los fenómenos de fracturación de clastos, frecuentes en las muestras del río Grande, especialmente dentro del lote de componentes pesados. Esta particularidad es más notable en hornblenda, hipersteno, piroxenos monoclinicos, apatita y circón. Afecta granos bien redondeados provocando desmejoramiento en esta propiedad, ya que pasan a ser subangulosos o subredondeados.

Esta característica es observable en todas las estaciones y parece acrecer aguas abajo.

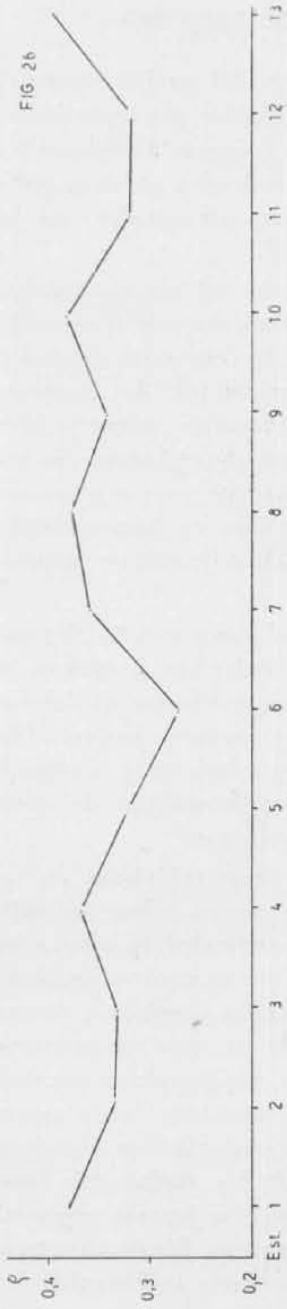


Fig. 26. — Redondez de biotita. Fracción 125-250 micrones



Fig. 27. — Redondez promedio de minerales pesados. Referencias: —, fracción 88-125 micrones; - - -, fracción 125-250 micrones

INTERPRETACION DE LOS VALORES DE REDONDEZ

Ciertos enunciados que podrían desprenderse del análisis textural de las arenas del río Grande, ya han sido establecidos por otros investigadores. Por lo tanto, a continuación, y antes de pasar a analizar las causas que motivan el comportamiento de la redondez en estos sedimentos, se describirán importantes conclusiones relacionadas con la variación de esta propiedad en ambiente fluvial.

Russell y Taylor (1937), al estudiar las arenas del río Mississippi, encontraron que la redondez de los granos aumentaba con el tamaño, y que su comportamiento frente a la distancia de transporte dependía esencialmente de la granulometría que se considerara. Así, notaron que en los tamaños más gruesos la redondez decrecía, mientras que en los finos se incrementaba ligeramente. Trataron entonces de explicar estos cambios mediante tres posibilidades que son: progresivos cambios en la composición mineralógica, selección en base a forma y fracturación de granos, atribuyendo a este último fenómeno primordial importancia.

Por su parte Twenhofel (1945) expresó que corrientes de alta velocidad, en lugar de llevar a mejoramiento de redondez de granos, la hacen decrecer, considerando también que este fenómeno se debe a ruptura de clastos. Asimismo, señala que se lograría aumento de redondez siempre y cuando se transporte arena solamente y mediante el mecanismo de tracción, agregando finalmente que este tipo de transporte sólo puede efectuarse en trechos no muy largos.

Por último Pollack (1961), tampoco notó claras evidencias de variaciones sistemáticas corriente abajo. En su estudio sobre los sedimentos del río South Canadian, señala que la redondez de los clastos depende de su composición y tamaño. Es así que encuentra aumento de redondez con el transporte en aquellos minerales pesados de dureza menor a 6, por lo tanto la carencia de variación en otros componentes la atribuye a falta de rigor abrasional del río, explicando el decrecimiento de redondez de cuarzo y feldespato mediante fracturación. También demuestra que las fracciones más gruesas tienden a presentar mayor redondez; supone que el tamaño de los grados más finos estaría por debajo de un valor crítico en el que las fuerzas responsables de cambios texturales no actuarían eficazmente. Finalmente tampoco descarta que en la redondez tenga importancia la forma de los cristales originales.

En nuestro trabajo, la primera observación que puede efectuarse, se relaciona con las cifras de redondez de los componentes en cabezeras que difícilmente va a ser superada aguas abajo. Este fenómeno, como se explicará más adelante, puede ser atribuido a herencia. Cifras altas provendrían de rocas sedimentarias preexistentes mientras que las otras representarían la redondez original de los granos al separarse de rocas no sedimentarias o sedimentarias inmaduras texturalmente.

Como se ha mencionado en el capítulo anterior, es común en la mayoría de los componentes —cuarzo límpido, plagioclasas, feldespatos potásicos, clastos líticos hallados entre los livianos, hornblenda, hipersteno, piroxenos monoclinicos, lamprobolita y turmalina—, que los clastos de 125-250 micrones presenten mejor redondeamiento que los de la fracción inmediatamente menor. Esta diferenciación, aunque a veces notoria en las primeras estaciones (tal como sucede con clastos líticos livianos y lamprobolita) se produce durante el transporte, pues es evidente en los tramos medios.

Disminuyen su redondez en la fracción más fina los feldespatos potásicos, plagioclasas (hasta la estación 9), líticos livianos, cuarzo límpido, minerales opacos, hipersteno, hornblenda y lamprobolita. En la de 125-250 micrones, lo hacen los líticos de densidad menor a 2.88 (muy levemente), plagioclasas y feldespatos potásicos; permanecen constantes cuarzo límpido, hornblenda y minerales opacos y aumentan sólo los clastos líticos pesados y el hipersteno hasta la estación 8. Con estos datos se hace evidente que la separación entre ambas fracciones se debe a paulatina disminución en la redondez de la fracción más fina durante el transporte.

Según nuestro criterio, cabrían dos posibilidades para explicar cifras inferiores de redondez en el grado 88-125 micrones. La primera podría atribuirse a transporte en suspensión de las partículas inferiores a 125 micrones, ya que en este mecanismo el desgaste es despreciable (Twenhofel, 1945). Por otra parte puede invocarse el fenómeno de ruptura de clastos que daría como resultado trozos angulosos más finos en todos los sectores del cauce (Pollack, 1961). Indudablemente esta última posibilidad parece ser la más cierta, pues aguas abajo el régimen hidráulico se hace más turbulento mezclándose consecuentemente materiales psamíticos y psefíticos, los que originarían molienda y trituración de los componentes más finos. Además, mediante este mecanismo se logra disminución de redondez en la fracción menor corriente abajo, ya que por la primera alternativa esta propiedad se mantendría constante.

Tampoco debe descartarse la influencia que pueden ejercer los tributarios en la modificación de la redondez de los sedimentos del río Grande. Se ha comprobado que este fenómeno, es particularmente importante en los tramos inferiores del curso, donde se le unen la mayor cantidad de afluentes. Tanto la disminución de redondez en las últimas muestras de la fracción 88-125 micrones para cuarzo límpido, hipersteno y hornblenda, como así también el incremento de esta propiedad en las plagioclasas de la misma fracción, pueden ser explicadas por este factor.

De los estudios texturales se ha podido deducir que los distintos componentes no pasan, en general, de valores medios que podrían considerarse como límites. Cabe aclarar que, aunque cierto número de granos sobrepasan esas cifras llegando hasta la casi perfecta redondez, existen otros que tienden a equilibrarlas y mantenerlas aproximadamente constantes.

Cada mineral presenta un valor tope y en algunos casos característico para cada fracción. Así por ejemplo el cuarzo teñido no sobrepasa 0.44 (ni tampoco está por debajo de 0.35) en la fracción mayor, mientras que en la otra no excede 0.43 siendo el mínimo también de 0.35. Estas cifras máximas son muy próximas a las encontradas por Pollack (1961) en los clastos de cuarzo de las arenas del South Canadian River.

Por su parte la variedad límpida no supera 0.35 en ambas fracciones. Para los líticos livianos el límite está en 0.38 y 0.37 para las fracciones gruesa y fina respectivamente. Cabe mencionar que las plagioclasas no exceden 0.45.

Entre los pesados, la hornblenda tiene límites de 0.50 y 0.53 para los grados 125-250 y 88-125 micrones. Es necesario aclarar que los topes de plagioclasas y hornblenda para la fracción más fina son altos al principio, pero luego no pasan de 0.37 y 0.40 respectivamente. El hipersteno tiene límites de 0.51 para el grado grueso y 0.35 para el fino. Por su parte, la biotita presenta para 125-250 micrones topes de 0.40. Cabe mencionar que los clastos líticos (pesados) muestran extremos del orden de 0.36 en 125-250 micrones y de 0.38 en 88-125 micrones.

Como puede notarse, gran parte de las especies no exceden la cifra de 0.40 para la fracción más fina y 0.500 para la más gruesa, que pueden considerarse como máximas en regímenes como los del río Grande. Valores superiores se atribuyen a redondez heredada de rocas más maduras que en este ambiente no ha sido llevada a los valores lí-

mites antes señalados, por razones mineralógicas (como en el caso del cuarzo teñido), o por falta de remoción en los tramos superiores del río donde ciertas especies menos resistentes presentan cifras elevadas que aguas abajo tienden a perder.

Es necesario señalar que los componentes que alcanzan valores tope en el curso del río, son los más susceptibles de redondearse, pues sometido un trozo de cuarzo límpido a las mismas condiciones, nunca adquiere los citados límites. Por lo tanto, al comprobarse que el cuarzo es muy difícil de desgastar bajo este régimen, la redondez elevada —aunque no tope— en la variedad teñida debe ser atribuida forzosamente a herencia.

Finalmente, se debe explicar por qué no se han tomado en cuenta los valores de redondez correspondientes a clastos líticos. Estos componentes, que en ambas fracciones muestran muy poca variación textural con la distancia de transporte, incluyen rocas de diverso origen y por lo tanto distinta composición, textura y estructura. Lógicamente se comportarán de manera compleja frente al agente dando como resultado cifras de redondez anómalas que no pueden ser utilizadas para establecer conclusiones correctas.

PROCEDENCIA

Las rocas de las que proceden los detritos del río Grande son de génesis variada. La principal fuente es sedimentaria epiclásica seguida por la metamórfica regional; los tipos restantes son muy subordinados. Aunque en este estudio no es difícil determinar el aporte, pues las rocas madres son visibles y la riqueza en clastos líticos permite apreciarlo sin inconvenientes, merece una somera discusión el tratamiento de las características de los minerales encontrados con la finalidad de asociarlas con las rocas de origen.

En lo que respecta a cuarzo, deben analizarse una serie de caracteres entre los que figuran tamaño, forma, inclusiones y extinción. Por su parte, en feldespatos deben distinguirse fundamentalmente composición, zonación de plagioclasas, inclusiones y estado de alteración.

En tamaño de los granos de cuarzo y sus relación con la roca madre, ha sido tratado por Blatt (1967 *a*), autor que señaló que los granos de cuarzo finos y muy finos proceden de rocas metamórficas foliadas, aunque también pueden representar granos partidos de rocas

ígneas. En nuestro caso, se ha hecho difícil efectuar inferencias en base a esta característica.

Por otra parte, la forma de los clastos cuarzosos, en especial su elongación, fue analizada por Bokman (1952) quien demostró que los granos equidimensionales, como los del río Grande, indican una reducida procedencia de esquistos. Ingerson y Ramisch (1952) señalan, a su vez, que el alargamiento paralelo al eje *c* es independiente de la procedencia del cuarzo. Aunque es cierto que los cristales de cuarzo en esquistos tienden a ser elongados, debe existir alguna razón (probablemente rotura o tamaño del grano original) que impide que dichos individuos se concentren en el intervalo 88 a 250 micrones.

Los estudios de Mackie (1896) sobre inclusiones, aplicables a diferentes especies, han dado como resultado la identificación global de ciertos aportes. Es así que este autor, reconoce origen granítico a clastos con inclusiones irregulares, mientras que ubica como metamórficos a los que portan inclusiones regulares. Gilligan (1920), Tyler (1936) y Keller y Littlefield (1950) corroboraron estas conclusiones, pero señalan que no son excluyentes y que las líquidas y gaseosas (irregulares) no son diagnósticas. En el presente estudio, se notó que las inclusiones en cuarzo son poco útiles, pues la mayoría de los granos no las presentan o bien contienen las de tipo globular; muy pocos clastos llevan inclusiones regulares que indicarían aporte metamórfico.

Queda por analizar la extinción de los individuos de cuarzo. Este carácter es útil para determinar procedencia (Pettijohn, 1957), ya que clastos con extinción ondulante son típicos de génesis metamórfica, más aún si es marcada. En nuestro caso, predominan clastos con extinción normal, que según Conolly (1965) no servirían para diferenciar génesis plutónica de metamórfica. La falta de extinción ondulante en los clastos estudiados, puede ser explicada —según Blatt (1967 *a*)— por fenómenos de ruptura a lo largo de los planos de debilidad que determinan ese carácter; es decir que la presencia de extinción ondulante depende esencialmente del tamaño del grano.

Asimismo, los detritos de cuarzo con pátina hematítica o arcillosa son los más abundantes, e indican procedencia sedimentaria, pero vinculados a éstos, aparecen cierto número de granos que proceden de otras rocas. Algunos han de ser volcánicos (equidimensionales, y sin extinción ondulante ni inclusiones), pero otros (ricos en inclusiones y que tampoco tienen extinción ondulante, probablemente por la razón señalada por Blatt) deben ser metamórficos. Cabe agregar que

las arenas constituyentes de los cenoglomerados de Volcán, y en las cercanías de la desembocadura del río del Medio en el Grande, se han podido observar clastos de cuarzo con extinción ondulante; éstos se habrían conservado gracias al flujo viscoso de los torrentes de barro que los protegerían de la ruptura, fenómeno que seguramente ocurre en corrientes de tracción tales como la del río Grande.

En lo que respecta a feldespatos, estudios de procedencia han sido efectuados por Pettijohn (1957), Milner (1962) Pittman (1963), van der Plass (1966) y Blatt (1967 *b*).

Entre los feldespatos potásicos, la sanidina es indicadora de rocas volcánicas ácidas (Milner, 1962; Blatt, 1967 *b*) o piroclásticas. El microclino probablemente provenga de rocas metamórficas, ya que la otra fuente —plutónicas ácidas— aparece en forma muy local sobre el área estudiada. Finalmente la ortoclasa no sirve para averiguar procedencia, pues se presenta tanto en rocas ígneas ácidas como en metamórficas; su marcada alteración parecería indicar su pasaje por más de un ciclo sedimentario.

Por su parte, las plagioclasas constituyen un grupo de minerales útiles para efectuar estudios de esta índole. El elemento más positivo para determinar aporte es el reconocimiento de zonación. Esta característica ha sido estudiada por Pittman (1963), quien demostró que plagioclasas zonales son ígneas, y cuando la zonación es oscilatoria, probablemente han derivado de rocas volcánicas o hipabisales. Asimismo, cuando la zonación no se presenta, los clastos pueden haber derivado de cualquier roca. En las arenas del río Grande predominan individuos carentes de zonación, pero hay cierto número que presenta la variedad progresiva, que si bien no es diagnóstica, puede producirse en vulcantas. Es oportuno indicar que la composición de estas plagioclasas zonales concuerda con las de andesitas aflorantes al noroeste de Purmamarca y bien pueden derivar de ellas. Pettijohn (1957) también indicó que plagioclasas con fina estructura zonal, rodeada de vidrio o con inclusiones de él, tal como sucede con buen número de clastos observados, tiene procedencia volcánica. La presencia de plagioclasas rodeadas de pasta confirma esta posibilidad, haciendo la salvedad que individuos zonales y/o con vidrio pueden derivar de sedimentos piroclásticos, tal como se indicó para la sanidina.

En el conjunto de clastos carentes de zonas, pueden establecerse los aportes en base a la presencia de maclas, ya que van der Plass (1966) indicó que individuos carentes de ellas —frecuentes en las muestras por nosotros revisadas— derivan principalmente de esquistos

verdes. También para determinar procedencia metamórfica, Pettijohn (1957) señaló que caracteres tales como inclusiones numerosas y alteración marcada —fenómenos que raramente han sido notados en este trabajo— son adecuados para establecerla.

En lo que se refiere a la composición, las plagioclasas de posible origen metamórfico crean dudas, pues pese a encontrarse individuos sódicos (oligoclasa) que corresponderían a la isograda de almandino en esquistos verdes (Turner, 1968), su composición es generalmente más cálcica, y en consecuencia estarían ubicadas en zonas de mayor metamorfismo regional, más exactamente entre las isogradas de cianita y sillimanita. Aunque en las áreas drenadas por el río Grande no parece notarse metamorfismo tan intenso, debe mencionarse la presencia de cianita dentro de los minerales pesados.

Es necesario mencionar, finalmente —para los livianos—, que la procedencia aquí discutida puede ser directa o indirecta si es que el aporte se produjo inmediatamente después de la separación del individuo de la roca original, o bien si éste soportó más de un ciclo de erosión, transporte y depositación antes de incorporarse a las arenas estudiadas.

Es difícil establecer la procedencia de las especies más representativas de los minerales pesados encontrados. A excepción de la lamprolita, de reconocida procedencia volcánica, el panorama es más complicado para especies tales como hipersteno y hornblenda, a las que también nos inclinamos a asignar ese origen, o bien piroclástico, aunque con ciertas dudas. Al hipersteno se lo podría ubicar entre esas rocas madres por la abundante presencia de inclusiones esencialmente opacas y al idiomorfismo de sus individuos; la presencia de vidrio adherido a los granos refirma esta idea.

La hornblenda, por su parte, en las variedades descritas, puede tener origen tanto metamórfico como ígneo, aunque el buen hábito de los clastos, en muchos casos, parece indicar génesis volcánica. Además, no se ha observado la variedad azul verdosa, indicadora de rocas metamórficas (Pettijohn, 1957).

Por su parte los piroxenos monoclinicos ayudan muy poco a la determinación de las rocas madres. Es así que pueden provenir de ígneas intermedias a básicas o corresponder a metamórficas de diferente tipo (Milner, 1962; Kerr, 1959).

Cabe destacar que la mayor parte de los granos de las especies hasta aquí descritas, provienen de otras rocas sedimentarias anteriores según lo demuestra el alto redondeamiento que presentan. Existe asi-

mismo, un aporte directo que se visualiza en los individuos idiomorfos y/o angulosos. El ejemplo más notable de este tipo de aporte está constituido por la lamprobolita, ya que se presenta siempre bien desgastada.

Parte de la biotita reconoce origen piroclástico, manifestado por el cuedralismo de sus individuos. Esta forma no es común, por lo que la mayoría de los granos podría tener génesis distinta.

Indican rocas metamórficas los epidotos, granate, la parte de clorita que no proviene de la alteración de otros minerales y la muscovita, pues para ésta debe descartarse origen plutónico a causa de la ausencia de estas rocas en la cuenca del río Grande. También indicaría rocas metamórficas la variedad parda de turmalina hallada en nuestras muestras (Pettijohn, 1957). Otros minerales típicos serían cianita, tremolita, wollastonita y andalusita.

Por su parte, el resto de los pesados participa en proporciones muy escasas, careciendo de significado específico para la evaluación fehaciente de la petrografía de las áreas de procedencia. Es así que las rocas ígneas ácidas podrán estar documentadas por la turmalina rosada, apatita, monacita, rutilo, circón y titanita (Pettijohn, 1957; Milner, 1962). Cabe mencionar que la monacita, turmalina azul, apatita y andalusita pueden ser agrupadas como detritos correspondientes a pegmatitas y venas.

Los opacos, representados por magnetita, ilmenita y hematita esencialmente, carecen de significado en la determinación del aporte por su extensa distribución en las diferentes rocas.

De reconocida génesis sedimentaria piroclástica son las trizas vítreas halladas en las arenas estudiadas. Asimismo la colofanita constituye el único documento de material organógeno que se incorpora a estos sedimentos. Finalmente, los carbonatos pueden ser tanto sedimentarios como metamórficos, en su mayoría.

En la tabla VIII se detallan los minerales y clastos líticos encontrados en el río Grande, los que han sido agrupados en base a su probable origen.

TABLA VIII

Procedencia

Sedimentarias Clásticas..	Epiclásticas	Clastos líticos de pelitas, wackes y margas
		Cuarzo redondeado con pátina hematítica
		Plagioclasa redondeada a veces con pátina hematítica
		Hipersteno redondeado
		Hornblenda redondeada
		Granate redondeado
		Circón redondeado
		Monacita redondeada
		Turmalina redondeada
		Algunos clastos de ortoclasa y microclino
	Piroclásticas	Trizas vítreas
		Hipersteno rodeado de vidrio
		Plagioclasas rodeadas de vidrio
		Plagioclasas zonadas (oscilatoria)
		Biotita castaña y verde eudral
		Sanidina
Sedimentarias Químicas..		Clastos líticos micríticos y sub-esparíticos
		Carbonatos
Igneas Volcánicas.....		Pastas hialofíticas, vítreas y ciertas alteritas
		Hipersteno con pasta
		Plagioclasas con pasta e inclusiones negativas
		Plagioclasas zonadas
		Sanidina
		Cuarzo equidimensional con extinción normal
Igneas Hipabisales.....		Epidoto
		Turmalina angulosa
		Litoclastos de cuarzo policristalino, cuarzo y magnetita, cuarzo y clorita, cuarzo y epidoto

TABLA VIII (Cont.)

Metamórficas Regionales.	Litoclastos correspondientes a esquistos verdes (pizarras y filitas)
	Cuarzo ondulante con inclusiones regulares
	Plagioclasa no zonada, sin macas y con numerosas inclusiones
	Muscovita
	Clorita
	Cianita
	Tremolita
	Epidotos
Metamórficas de Contacto	Algunos clastos de oligoclasa
	Wollastonita
	Andalusita

ROCAS MADRES

La carencia de descripciones y estudios detallados de las rocas de la zona han dificultado esta tarea, pero de todas maneras es posible determinar en forma global e indirecta cuáles han sido los materiales que han participado en la constitución de las arenas analizadas.

Entre las rocas sedimentarias que más han contribuido con sus detritos, se encuentran las sedimentitas clásticas mesozoicas del Grupo Salta, las formaciones terciarias y cuaternarias, y las cámbricas y ordovícicas. Es probable también que muchos clastos de wackes correspondan a la Formación Puncoviscana. Conviene destacar que los clastos con velos hematíticos provendrían de rocas sedimentarias mesozoicas y/o cenozoicas, mientras que los que portan material pelítico en su superficie se han originado seguramente por destrucción de las unidades paleozoicas.

Por su parte, las sedimentitas calcáreas atribuidas al mesozoico y precámbrico, han contribuido escasamente — a pesar de su extensión — con sus detritos.

Las metamorfitas de bajo rango que constituyen los términos precámbricos son, a su vez, las responsables de este tipo de aporte. Sólo dos granos indican como fuente metamorfitas de contacto que podrían

encontrarse (de acuerdo a la bibliografía consultada, Sgrosso, 1939) en las proximidades del cuerpo granítico de Aguilar, al oeste-noroeste de la ciudad de Humahuaca.

El aporte volcánico está representado por rocas de naturaleza intermedia a básica, muy probablemente andesitas, que afloran al oeste de Purmamarca. Los reducidos afloramientos basálticos situados al naciente de Huacalera pueden haber aportado con sus detritos. Es necesario puntualizar que la sanidina podría incluirse en este grupo, pero hasta el momento no se han citado en el área afloramientos de vulcanitas ácidas.

Los constituyentes piroclásticos provienen de las intensas manifestaciones cenozoicas que afectaron la región puneña y que suelen ser transportadas por el viento. Merece mencionarse también que al este de Humahuaca —en zonas drenadas por el río Calete— existen afloramientos de sedimentos pleistocenos constituidos parcialmente por tobas.

VARIACIONES MINERALOGICAS A LO LARGO DEL RIO GRANDE

Como fue descripto anteriormente existen variaciones en el contenido mineralógico de las arenas del río Grande. Aguas abajo aumentan clastos líticos, cloritas, minerales opacos y menos marcadamente granates y turmalina; en cambio sufren disminución el cuarzo teñido, hipersteno, piroxenos monoclinicos, hornblenda, lamprobolita y sanidina. Se comportan irregularmente cuarzo límpido y plagioclasas, mientras permanecen constantes epidoto, biotita y ortoclasa. A continuación se tratarán de explicar las variaciones más importantes y su vinculación con el agente de transporte.

Los cambios en mineralogía que se producen a lo largo de un curso de agua, pueden ser motivados principalmente por tres factores que son: transporte selectivo, cambios por distinta resistencia de los minerales al agente de transporte y aportes laterales por afluentes. Se analizarán ahora cada una de estas posibilidades.

Transporte selectivo.

En este ambiente, se minimiza su importancia, ya que se han estudiado fracciones de igual granulometría sin notarse, a lo largo del perfil, cambios significativos en la proporción de aquellos grupos (por ejemplo minerales opacos) que, debido a su alto peso espe-

cífico, podrían manifestar retardo en el transporte; contrariamente se ha notado aumento de su contenido aguas abajo.

Esta acción fue estimada despreciable para ambiente fluvial por Russell y Taylor (1937), mas conviene aclarar que este trabajo no tiene suficiente alcance como para presuponer que en otras fracciones granulométricas no se produzcan cambios texturales corriente abajo en función de este fenómeno. Más aún, tampoco se descarta la posibilidad de selección en base a tamaño de grano.

Distinta resistencia de los minerales al transporte

Aunque Russell y Taylor (1937) y van Andel (1950) no notaron efecto apreciable de desgaste mecánico en ambiente fluvial, esta posibilidad es más efectiva que la anterior, habiéndose advertido cambios de proporciones en ciertos minerales según la granulometría. Estas variaciones pueden producirse por la facilidad de ciertas especies a romperse durante el transporte.

El efecto se hace evidente en las plagioclasas, pues en los tramos medios predominan trozos finos sobre los más gruesos, mientras que en las porciones superiores sucede lo contrario. Este cambio de proporciones podría deberse a la ruptura de granos de 125-250 micrones, cuyos trozos enriquecerían la fracción inmediatamente inferior; esta última retiene esos componentes pues a causa del reducido tamaño se hacen más difíciles de fracturar. Esta posibilidad ha sido tratada y aceptada por Russell y Taylor (1937) y por Hayes (1962), quienes en arenas fluviales encontraron relaciones similares. Aunque Hayes opina que esta particularidad puede depender de la meteorización y del tamaño original de los cristales en la roca, Russell y Taylor demostraron que el fracturamiento de clastos no debe ser despreciado.

Asimismo, la presencia de bordes aserrados en ciertos minerales pesados pueden representar fracturación durante el transporte; esta última observación queda ampliamente refirmada a través del análisis de pesados de las arenas del río Grande. Doeglas (en Hubert, 1962) notó que los granos de minerales densos, aparentemente frágiles, sobreviven cientos de millas al transporte fluvial en Europa occidental.

A disminución por descomposición durante el transporte puede atribuirse el decrecimiento de hipersteno y hornblenda. Este comportamiento contrasta con el de opacos que aumentan su contenido corriente abajo cuando no se consideran los litoclastos. Una situación

similar fue encontrada por Sidwell y Renfroe (1944) en el río Rojo: el contenido de diópsido y hornblenda decrecía aguas abajo mientras que la magnetita mostraba progresivo incremento. En este sentido también hay coincidencia con el trabajo de McMaster (1962), ya que los opacos y líticos aumentan con el transporte mientras disminuyen anfíboles y epidoto, pese a no tratarse en ese caso de ambiente fluvial.

Con el objeto de verificar la posible eliminación de minerales durante el transporte se resolvió utilizar índices de estabilidad para las diferentes estaciones. Para el lote de livianos se escogió la relación cuarzo sobre feldespatos más litoclastos; estos últimos se incluyeron en el divisor del índice, ya que aunque en general se trata de componentes químicamente estables, son poco resistentes a la ruptura. Para los minerales pesados se determinó la relación ZTR (Hubert, 1962), que consiste en sumar los porcentajes de circón, turmalina y rutilo tomando sólo en cuenta como total el grupo de minerales pesados transparentes no micáceos.

La aplicabilidad de estos índices al ambiente fluvial, se justifica en este caso, pues en las cabeceras la eliminación de especies metaestables por meteorización es casi nula, ya que la relación erosión-alteración es alta en zonas de pendientes fuertes.

El índice de estabilidad de los minerales livianos muestras poca aunque definida disminución corriente abajo para ambas fracciones (fig. 28). Esta tendencia, observable también en la clasificación de los sedimentos, permite confirmar que no se registran variaciones debidas a la eliminación de componentes metaestables, sino que, por el contrario, hay un relativo aumento de ellos.

Es interesante comentar aquí que Hayes (1962) determinó que en mil millas de transporte fluvial el cuarzo y la plagioclasa se incrementaban 10 % y 1 % respectivamente, y el feldespato potásico decrecía 11 %, confirmando de esta manera la posibilidad enunciada por Pettijohn (1957) en el sentido de que el cuarzo aumenta mientras disminuye el feldespato en corrientes de alto gradiente. Tanto los valores totales de cuarzo como de feldespatos en las arenas del río Grande, al eliminar los líticos, no muestran variaciones destacables. Esto último coincide con el estudio de Pollack (1961) quien en 650 millas de transporte fluvial no encontró tendencias a cambios mineralógicos.

Por su parte, el índice ZTR —aunque de valores bajos en comparación con los hallados por Hubert (1962)— indica que hay leve decrecimiento hasta la estación 11, para aumentar en la 12 y 13 como consecuencia del mayor aporte de estos pesados estables por los ríos Lozano y Reyes (tablas Va y Vb).

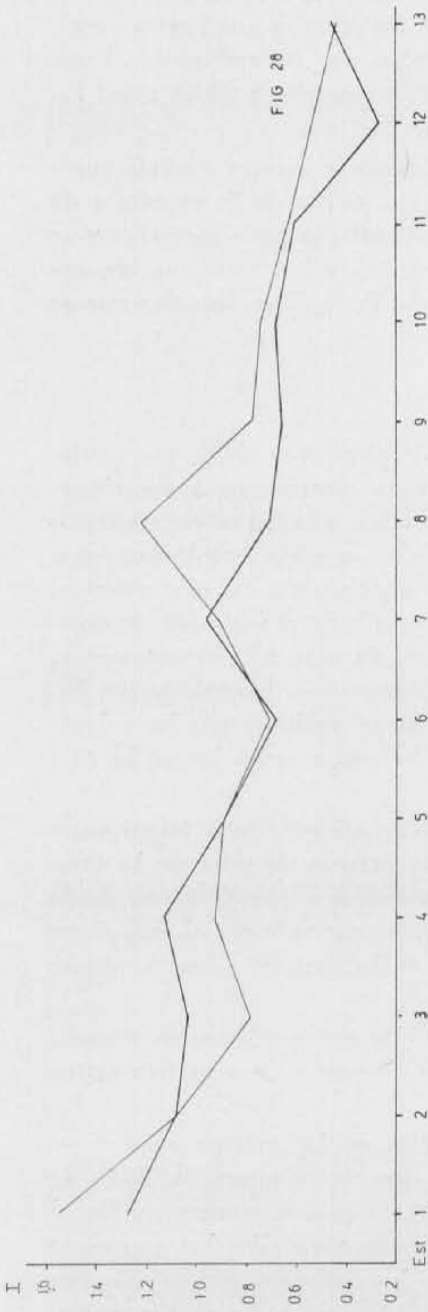


Fig. 28. — Indices de estabilidad (cuarzo/feldespatos más elastos líticos). Referencias: —, fracción 88-125 micrones
---, fracción 125-250 micrones

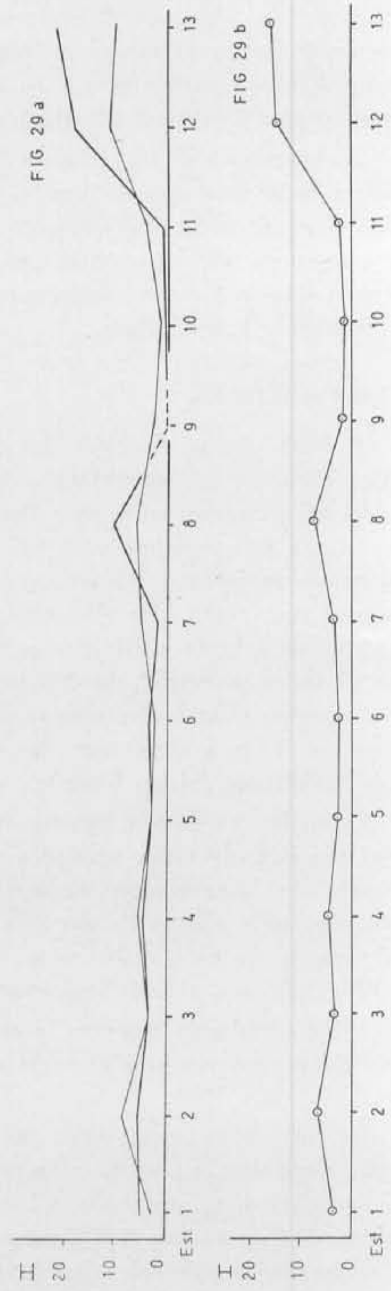


Fig. 29. — Indices de estabilidad mineralógica ZTR (eircón, turmalina, rutilo). Referencias: 29a, fracción 88-125 micrones
---, fracción 125-250 micrones — ; 29b, valores promedio de ambas fracciones

Cabe destacar también que el incremento del índice ZTR en las últimas estaciones, puede deberse a que las rocas más antiguas — erosionadas preferentemente en esas latitudes por los tributarios Lozano y Reyes— serían más ricas en especies pesadas estables como las que se consideran en el citado índice.

En resumen: el río Grande ha empezado a ejercer su influencia sobre la mineralogía originaria, ya sea por medio de la ruptura o de la descomposición. Sin embargo, estos efectos son poco marcados y se requiere un análisis cuidadoso para evidenciarlos, pues quedan enmascaradas por otras acciones, en especial los aportes laterales que se consideran de inmediato.

Aportes laterales.

Si bien ciertas especies reconocidas típicamente como poco estables (hipersteno, hornblenda, feldespatos) disminuyen aguas abajo, pudiendo interpretarse este fenómeno como eliminación química o mecánica por transporte fluvial, el cuarzo —especie estable por excelencia— muestra de la misma manera disminución en su contenido, con el transporte. Por ello interpretamos que la eliminación de especies no se debería a diferencias en resistencia, sino a la incorporación, en el cauce principal, de detritos contribuidos por los tributarios. Estos aportan abundantes clastos líticos, que se traducen por los colores oscuros de las arenas, tanto las de esos afluentes como las de los tramos inferiores del río Grande.

Como fue explicado en otro capítulo, los afluentes más importantes del río Grande están ubicados sobre la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca, adquiriendo volúmenes significativos desde Volcán hacia el sur. Es por ello que se ha puesto especial énfasis en el estudio de estos tributarios ya que su influencia —que se quiere probar ahora— es más importante.

A los efectos de analizar la acción de los aportes laterales se realizó el examen mineralógico de muestras arenosas de esos tributarios (tablas *V a* y *V b*).

En base a la composición mineralógica de las arenas, pueden establecerse dos grupos de afluentes, los que tienen menos de 25 % de clastos líticos y otros con más de 60 % en esos componentes. En el primero figuran los ríos Yacoraite y Lozano; en ellos los granos de cuarzo teñido son más abundantes que los límpidos, siendo más frecuentes las plagioclasas en las arenas del Yacoraite. En el otro grupo,

compuesto por los ríos del Medio, León, Reyes y probablemente Yala, las plagioclasas son constantes mientras que los porcentajes de la variedad teñida de cuarzo, que tienden a aumentar corriente abajo desde el río del Medio, alcanzan en este curso sólo 6.5 % mientras que en el Reyes (que desemboca unos 3 km al norte de la estación 13) es de 25 %.

De la comparación de las tablas composicionales, surge una estrecha correlación en la mineralogía de las arenas de cabeceras con las del río Yacoraite, y lo propio acontece entre las últimas estaciones del río Grande y las de los tributarios meridionales.

Cabe agregar que el contenido de cuarzo teñido que había sido superado en los tramos medios del río por la variedad límpida, predomina en los tramos inferiores tal como lo hacía en cabeceras. Estas variaciones, más ciertos cambios entre los que figuran el enriquecimiento en clastos líticos y la predominancia aguas abajo de plagioclasas gruesas, son explicables a través de los aportes laterales. Es así que los ríos Medio, León y Reyes determinarían el aumento de clastos líticos y de plagioclasas gruesas, mientras que al río Lozano —de caudal menor— se debería la predominancia de clastos de cuarzo teñido sobre límpido.

En base a la composición del lote de pesados, se nota amplio aumento en los fragmentos líticos de los tributarios hacia el sur. La cantidad de especies pesadas es máxima —en número y porcentaje— en el río Yacoraite, cuya composición se asemeja notablemente al río Grande en las estaciones 2, 3 y 4. Cabe destacar que esta similitud es también observable en el grupo de los livianos.

De los cuatro tributarios analizados al sur de la estación 10, se destaca netamente por su composición el río del Medio, donde no aparecen los minerales pesados transparentes característicos de todas las muestras situadas hacia el norte. En el resto de los afluentes (León, Lozano y Reyes), vuelven a presentarse algunas de estas especies, pero en proporciones más bajas, a excepción del hipersteno en el río León.

Es evidente que existe íntima correlación entre la geología del área drenada, la composición de los afluentes y las modificaciones que se verifican en el colector principal. Así por ejemplo los ríos Yacoraite y Grande (hasta la estación 7) reflejan en sus detritos la influencia de las rocas sedimentarias que atraviesan. La abundancia de cuarzo teñido, plagioclasas, hornblenda, hipersteno, lamprobolita, piroxenos monoclinicos (todos en general redondeados) deriva del aporte producido por las unidades mapeadas por Sgrosso (1939) como "Arenis-

cas Amarillentas o Rojizas (Areniscas Superiores), Areniscas y Margas Parduscas (Terciario Subandino) y Estratos Jujeños”.

En cambio, a partir de la estación 7 hacia el sur, las áreas drenadas por el curso principal y los afluentes, afectan rocas más antiguas (Precámbrico y Paleozoico Inferior), que favorecen por sus caracteres texturales la separación de mayor número de clastos líticos. Cabe recalcar que si bien la geología de la zona cambia desde la estación 7 aproximadamente, la modificación de la mineralogía recién se produce después de la estación 10 donde los afluentes, gracias al cambio de clima, se hacen importantes. Esta modificación alcanza su efecto máximo en el río del Medio que sólo drena formaciones precámbricas y paleozoicas; hacia el sur, los tributarios aumentan nuevamente su contenido en ciertos minerales comunes al río Grande, como resultado de la reaparición en sus cuencas de las “Margas Multicolores” (en el río León) y las “Areniscas Superiores y Terciario” (en los restantes afluentes). El río Lozano, pese a estar ubicado en esta zona, es rico en detritos procedentes del Mesozoico debido a que su corto trayecto está emplazado en rocas del esa edad.

Del análisis efectuado se deduce que los cambios más importantes en la composición mineralógica de las arenas estudiadas son causados por el aporte de detritos de los afluentes, que diluyen —por su mayor influencia— las variaciones que se producen durante el transporte y que dependen de las características hidrodinámicas del río Grande en sí.

CONCLUSIONES

1. El perfil longitudinal recto del río Grande, muestra un punto de ruptura de pendiente en la cota de 2000 m, a partir del cual se hace cóncavo hacia arriba. El tramo recto se explica por aumento de granulometría de los detritos, debido al angostamiento de la Quebrada de Humahuaca y aumento de desniveles entre la línea de altas cumbres y el piso del valle. La ruptura de pendiente se produce por desequilibrio en la relación carga-caudal del curso estudiado, provocado por el voluminoso aporte de sedimentos acarreados por el río del Medio (cenoglomerados de Volcán). El desarrollo de perfil cóncavo aguas abajo de ese punto, se debe a disminución paulatina de tamaño de los materiales transportados por el río Grande.

2. Los componentes pesados son más abundantes en la fracción 88-125 micrones; sus valores más comunes están entre 1 % y 3 %, rara vez superan el 5 %.

3. Se reconocieron entre los componentes livianos más abundantes dos variedades de cuarzo (límpido y con pátina de hematita), plagioclasas (intermedias) y litoclastos. Entre los pesados predominan opacos, litoclastos, hornblenda, hipersteno, biotita y lamprobolita.

4. No existen diferencias sistemáticas entre el contenido de las fracciones granulométricas estudiadas, para clastos líticos livianos, cuarzo límpido, hornblenda y cloritas. En hipersteno, opacos y plagioclasas de la porción media del curso predomina la fracción 88-125 micrones. Sucede lo contrario en biotita, líticos y plagioclasas en ambos extremos del curso.

5. Las fracciones arenosas revisadas se clasifican como arcósicas, líticas y feldespáticas, en se orden de abundancia. Las líticas se concentran en los tramos inferiores.

6. Aguas abajo aumentan su contenido clastos líticos livianos y pesados, cloritas, minerales opacos, y menos marcadamente granate y turmalina. Sufren disminución, en cambio, cuarzo teñido, sanidina, piroxenos monoclinicos, hipersteno, hornblenda y lamprobolita. Se comportan irregularmente cuarzo límpido y plagioclasas, permaneciendo constantes biotita y ortoclasa.

7. En general, se observa, a lo largo del tramo estudiado, permanencia de los valores de redondez en ambas granulometrías. Las tendencias observables en algunos casos son cuantitativamente débiles.

8. Entre los minerales livianos se destaca la elevada redondez del cuarzo teñido frente al límpido, los valores superiores de redondez en la fracción gruesa (excepto en cuarzo teñido), y la disminución de redondez de plagioclasas con la distancia de transporte. El resto de los granos no muestran tendencias importantes.

9. Entre los granos pesados se nota aumento de redondez de líticos de 125-250 micrones y los de 88-125 micrones hasa la estación 9, disminuyendo aguas abajo la de minerales opacos. Por su parte, no muestran tendencia definida hornblenda, hipersteno, biotita y clorita.

10. En casi todos los minerales pesados la redondez de la fracción 88-125 es más alta que la de 125-250 micrones en los tramos superiores del curso. Esta relación tiende a invertirse aguas abajo de ese sector.

11. Los valores altos de redondez de las especies pesadas — como así también de las de cuarzo teñido y plagioclasas — en las estaciones cercanas a cabeceras, se atribuyen a herencia. La paulatina disminución de redondez en la fracción más fina se explica por ruptura de clastos aguas abajo, ya que el régimen del río se hace más turbulento en esa dirección. Algunas variaciones producidas en los tramos finales del curso se deben a la influencia de los detritos aportados por los tributarios.

12. Se considera que en este río los clastos de 88-125 micrones presentan un redondeamiento medio que no pasa de 0.4, mientras que los de 125-250 micrones no superan valores medios de 0.5.

13. Las rocas madres de los detritos del río Grande son de naturaleza variada; predominan las sedimentarias epiclásticas siguiendo en orden de abundancia las metamórficas. Se ha observado asimismo, una marcada correlación entre las rocas drenadas por el río Grande y los afluentes estudiados, y la composición de sus respectivos sedimentos.

14. En el estudio de las variaciones mineralógicas, se analizan tres posibilidades: transporte selectivo, distinta resistencia de los minerales y aportes laterales. El primero tiene escasa importancia en nuestro caso. La distinta resistencia de los minerales al transporte se ha constatado de dos maneras: ruptura de clastos (Plagioclasas partidas, piroxenos y anfíboles partidos y/o con bordes aserrados) y descomposición, fenómeno al que se atribuye principalmente la disminución de hiperseno, piroxenos monoclinicos y hornblenda, aguas abajo. Los aportes laterales, por su parte, condicionan manifiestamente los cambios composicionales de las arenas del río Grande, enmascarando las modificaciones que se producen dentro del cauce principal.

15. El río Grande como sistema aislado (descartando aportes laterales) ejerce leve influencia en los cambios mineralógicos y texturales de las arenas. Es así que la redondez de algunas especies puede sufrir pequeño incremento en el trayecto estudiado, aunque queda en muchos casos diluido en los valores medios por la fracturación de clastos, que a veces condiciona disminución de redondez en otros minerales y que es producto del régimen turbulento del río. Los cambios en composición son consecuencia de la desaparición (en las fracciones revisadas) durante el transporte de especies susceptibles de romper o descomponer.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen muy especialmente al Dr. Mario E. Teruggi el asesoramiento brindado durante las tareas de laboratorio y por la lectura y corrección del manuscrito final. Asimismo dejan sentado su reconocimiento al Dr. Renato Andreis por las interesantes sugerencias aportadas.

BIBLIOGRAFIA

- ARIGÓS, L. E. y VILELA, C. R. (1949). *Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal (Prov. de Salta)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. IV, n° 2 (77-131) Buenos Aires.
- BECKE, F. (1889). *Unterscheidung von Quarz und Feldespath in Dünnschiffen mittelst Färbung*. 'Tschermak' Min. u Pet. Mitt. 10, 90.
- BLATT, H. (1967 a). *Original characteristics of clastic Quartz grains*. Jour. Sed. Petrol., vol. 37, n° 2, (401-424).
- (1967 b). *Provenance determinations and recycling of sediments*. Jour. Sed. Petrol., vol. 37, n° 4 (1031-1044).
- BOKMAN, J. (1952). *Clastic quartz particles as indices of provenance*. Jour. Sed. Petrol., vol. 22, n° 1 (17-24).
- BONARELLI, G. (1913). *Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaraque*. Anal. Min. Agric. Nac., Secc. Geol. Mineral. y Miner., t. VIII, 4. Buenos Aires.
- BRACKEBUSCH, L. (1883). *Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córd., t. XXX, (55-115), Córdoba.
- CONOLLY, J. R. (1965). *The occurrence of polycrystalline and oscillatory extinction in quartz in sandstones*. Jour. Sed. Petrol., vol. 35, n° (116-135).
- CHOMNALES, R. (1960). *Sobre el origen de un yacimiento de manganeso en el departamento de Tumbaya, provincia de Jujuy*. Acta Geol. Lilloana, t. III, n° 2. Tucumán.
- DERRUAU, M. (1965). *Précis de Géomorphologie*. Mason et Cie, 407 pp. Paris.
- GILLIGAN, A. (1920). *The petrography of the Millstone Grit in Yorkshire*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, t. 75, (251-294).
- HAUMAN, L., BURKART, A., PARODI, L. R. y CABRERA, A. L. (1917) *La vegetación de la Argentina*. Geografía de la República Argentina. Coni, 347 pp. Buenos Aires.
- HAUSEN, J. (1925). *Sobre un perfil geológico en el borde de la Puna de Atacama, con una descripción de algunos yacimientos minerales en La Puna de Salta y Jujuy*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córd., t. XXVIII, (1-95). Córdoba.
- HAYES, J. R. (1962). *Quartz and feldspar content in South Platte, Platte and Missouri River sand*. Jour. Sed. Petrol., vol. 32, n° 4, (793-800).
- HERRERO DUCLOUX, A. (1948). *Sobre los fenómenos de corrimiento de ambos lados de la quebrada de Juella, departamento de Tilcara, provincia de Jujuy*. Tesis Mus. La Plata, n° 2. La Plata.
- HORTON, R. E. (1815). *Erosional developments of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 56. (275-370).
- HUBERT, J. F. (1962). *A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones*. Jour. Sed. Petrol., vol. 32, n° 3, (440-450).
- IBAÑEZ, M. A. (1960). *Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las « Areniscas Inferiores » de la quebrada del río Las Conchas, prov. de Salta*. Acta Geol. Lill., t. III, (173-180). Tucumán.
- INGERSON, E. y RAMISCH, J. L. (1942). *Origin of shapes of quartz and sand grains*. Amer. Mineralog., vol. 27, n° 9, (505-606).

- KEIDEL, J. (1917). *Exploración geológica en la provincia de Jujuy*. Rev. Soc. Arg. Cienc. Nat. Physis, t, III, 112 pp. Buenos Aires.
- KELLER, W. D. y LITTLEFIELD, R. (1950). *Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks*. Jour. Sed. Petrol., vol. 20, n° 2 (74-84).
- KERR, P. F. (1959). *Optical mineralogy*. Mc Graw-Hill Book Co., 441 pp. New York.
- La Argentina Suma de Geografía*. T. II. Edic. Pensar. (1960). Buenos Aires.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. y MILLER, J. P. (1964). *Fluvial processes in Geomorphology*. W. H. Freeman and Co., 522 pp. San Francisco, London.
- MACKIE, W. (1896). *The sands and sandstones of Eastern Moray*. Trans. Edimburgh Geol. Soc., t. VII, (148-172).
- MC MASTER, R. L. (1962). *Petrography and genesis of recent sediments in Narragansett Bay and Rhode Island Sound*. Jour. Sed. Petrol., vol. 32, n° 3 (484-501).
- MILNER, H. B. (1962). *Sedimentary Petrography*. G. Allen & Unwin, London, t. II, 715 pp.
- PETTIJOHN, F. J. (1957). *Sedimentary rocks*. Harper y Bross., 718 pp. New York.
- PETTIJOHN, F. J. y LUNDAHL, A. C. (1943). *Shape and roundness of Lake Erie Beach Sands*. Jour. Sed. Petrol., vol. 13, n° (69-78).
- PITTMAN, E. D. (1963). *Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance*. Jour. Sed. Petrol., vol. 33, n° 2, (380-386).
- POLLACK, J. M. (1961). *Significance of compositional and textural properties of South Canadian River channel sand, New Mexico, Texas and Oklahoma*. Jour. Sed. Petrol., vol. 31, n° 1, (15-37).
- POWERS, M. C. (1953). *A new roundness scale for sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 23, n° 2, (117-119).
- RAMOS, V. A., TURIC, M. A. y ZUZEK, A. B. (1967). *Geología de las quebradas de Huichaira-Pocoya, Purmamarca y Tumbaya Grande en la margen derecha de la quebrada de Humahuaca (Provincia de Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XXI, n° 3, (209-221). Buenos Aires.
- RUIZ HUDOBRO, O. (1960). *Descripción geológica de la Hoja Se. Chicoana (provincia de Salta)*. Dir. Nac. Geol. Min., bol. 89, 46 pp. Buenos Aires.
- RUSSELL, R. D. y TAYLOR, E. E. (1937). *Roundness and shape of Mississippi River sands*. Jour. Geol., vol. 45, (225-267).
- SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL (1962). *Datos pluviométricos 1921-1951*. Publ. Bl., n° 2. Buenos Aires.
- SGROSSO, P. (1939). *Descripción geológica de la provincia de Jujuy*. Agnas. Min. Rep. Arg., vol. 5, 230 pp. Buenos Aires.
- SIDWELL, R. y RENFROE, C. A. (1944). *Red River mineral provenance, Taos County, New Mexico*. Jour. Sed. Petrol., vol. 14, n° 3, (125-130).
- THIEL, G. (1940). *The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size*. Jour. Sed. Petrol., vol. 10, n° 3, (103-124).
- TURNER, F. J. (1968). *Metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill Book Co., 403 pp. New York.
- TURNER, J. C. M. (1959). *Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada (Jujuy)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XIII, (1958), 1-2 (15-40). Buenos Aires.
- (1960). *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córd., t. XLI, n° 2, (163-169). Córdoba.

- TWENHOFEL, W. H. (1945) *The rounding of sand grains*. Jour. Sed. Petrol., vol. 15 n° 2, (59-71).
- TYLER, S. A. (1936). *Heavy minerals of the St. Peter Sandstone in Wisconsin*. Jour. Sed. Petrol., vol. 6, (72-77).
- VAN ANDEL, T. H. (1950). *Providence, transport and deposition of Rhine sediments*. H. Veenman and Zonen, Wageningen, Netherlands, 129 pp.
- (1959). *Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses*. Jour. Sed. Petrol., vol. 29, n° 1 (153-163).
- VAN DER PLASS, L. (1966). *The identification of detrital feldspars*. Elsevier, 305 pp. New York, Amsterdam.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. y GILBERT, C. M. (1954). *Petrography*. W. H. Freeman & Co., 496 pp. San Francisco.

La Plata, 20 de diciembre de 1969.