

SEDIMENTOLOGIA DE LAS GRAVAS DEL RIO SARMIENTO (PROVINCIA DE LA RIOJA)

POR MARIO E. TERUGGI, MARIO M. MAZZONI Y LUIS A. SPALLETTI

ABSTRACT

The paper deals with the complete sedimentology of the psephitic deposits of the Sarmiento River, a stream flowing down the semiarid slopes and piedmont of the Sierra de Famatina. The difference in altitude between headwaters and the final stretch of the river — a horizontal distance of about 50 kilometers — is more than 4.000 meters.

The study begins with a presentation of climatological data, a survey of the regional geology and a description of the essential characteristics of the river.

Granulometrical analyses of the gravels were made by counting and then conversion into weight frequency. Mean size of gravels decreases slightly downstream, but means of grades show little variations and, on the whole, the size composition remains fairly stable. Lithologically, the gravels are made up of two types of granites (more than 50 %) and of an heterogeneous group of rocks (hornfels, vulcanites and lamprophyres). Granites, being more resistant to abrasion, tend to concentrate downstream and also in the larger-sized grades. It is shown that certain grades are more adequate than others to express general composition.

The morphological study of the Sarmiento River gravels comprises determination of *geometricity* (a new term proposed to denote Zingg's shape classification), *plativity* (a neologism created to designate flatness, with the purpose of avoiding confusion derived from different names in most languages), sphericity and roundness. It is shown that these morphological properties vary with distance of transportation and that they are affected both by grain size and lithology. The significance of these variations is discussed in the light of the abundant information gathered for this work.

In a final chapter, the general import of morphological properties is considered, as well as the mutual relations among them. Some of the generalized concepts on the evolution of gravels — either downstream or with grain size — are shown to require thoughtful reconsideration. The two tracts of the Sarmiento River — the mountain one and the piedmont one — are clearly characterized through integration of all sedimentological data.

1. INTRODUCCION

El presente trabajo nació de nuestro deseo de conocer las características morfológicas de gravas fluviales, especialmente las de ríos de fuerte pendiente propios de regiones áridas. Si bien en la bibliografía mundial se encuentran investigaciones sobre sedimentos psefíticos de este tipo, ellas no son muy abundantes y su enfoque es generalmente parcial, pues se ocupan de pocas características morfológicas o están limitadas a un solo grado granulométrico. Nuestro propósito, en cambio, fue el de efectuar un estudio más completo, en el cual se tuviera debida cuenta de la granulometría, la litología y la morfología totales.

Otra de las razones fundamentales para nuestra investigación reside en el hecho de que, en el territorio argentino, existen numerosas formaciones continentales, frecuentemente psefíticas, cuyas características son conocidas de manera general y cualitativa. Creímos, por lo tanto, que resultaría acertado y provechoso iniciar análisis cuantitativos de sedimentos actuales, con la perspectiva de que los resultados que se obtengan resulten aplicables, en una segunda etapa, a las rocas pre-actuales, y de este modo llegar a un mejor conocimiento de su génesis. Entendemos que este primer paso es necesario, pues todos los datos disponibles provienen de otras latitudes y de ámbitos geológicos distintos, sin que se los haya verificado o comparado con investigaciones locales. Este trabajo será continuado por otros, destinados a conocer las características de depósitos fluviales formados bajo diversas condiciones climáticas, topográficas, geológicas e hidráulicas.

Consideramos que el alto desarrollo de las ciencias de la tierra en la Argentina no está debidamente acompañado de investigaciones prolijas en múltiples campos de la sedimentología, investigaciones que, aparte de su interés teórico, pueden ser de utilidad en el estudio de numerosos problemas aplicados. En este sentido señalaremos que, en el dominio de las rocas psefíticas, las contribuciones son sumamente escasas; con excepción de aportes amplios sobre gravas tehuelches de Cortelezzi, De Salvo y De Francesco (1965, 1968), de referencias y descripciones generales de Konzewitch (1958) y de un nuevo sistema de clasificación de la forma de los clastos del mismo autor (1961), no hemos encontrado otros antecedentes en la literatura a nuestra disposición. En la medida en que los claros señalados se vayan colmando, se afianzará la posibilidad de facilitar y apoyar las interpretaciones geológicas.

Por otra parte, confiamos en que el acopio de datos podrá servir de base, eventualmente, para encarar otros aspectos de la morfología de gravas, que ya han comenzado a considerar algunos sedimentólogos extranjeros (Thébault, 1963; 1964). Por el momento, a la espera de mayor caudal de información, nos hemos limitado a efectuar un análisis estadístico de tipo ortodoxo de las gravas del río Sarmiento, utilizando únicamente las determinaciones que emplean modernamente la mayoría de los autores.

Descamos dejar expresa constancia de nuestro reconocimiento al profesor Raúl E. Bongiorno, de la Universidad de La Plata, quien colaboró eficazmente en las tareas de muestreo y en muchos otros aspectos del trabajo de campaña.

2. CLIMA DE LA REGION

La zona del río Sarmiento posee el tipo de clima que se ha denominado "árido de sierras y bolsones". Se caracteriza por sus escasas precipitaciones, con un promedio anual que está por debajo de los 100 mm. Los datos que se transcriben a continuación (Servicio Meteorológico Nacional, 1962), corresponden a la localidad de Chilcito para el período 1921-1950.

Precipitaciones (en mm)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual
Media. .	48	35	27	7	4	1	3	3	6	8	13	24	78
Máxima	80	157	179	30	15	9	20	21	41	32	46	83	322
Mínima.	0,9	0,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,8

Las temperaturas son elevadas en el verano (media 24,8° para enero, con medias máximas de 33,4° y máximas absolutas de 42°) y bajas en invierno (media 3,7° para julio, con mínimas medias de 2,3° y mínimas absolutas de -9°).

Como las lluvias tienen lugar en el verano, las altas temperaturas y la elevada heliofanía contribuyen a que la evaporación sea muy intensa. La humedad atmosférica es muy baja.

No existen datos meteorológicos con respecto a los faldeos orientales de la sierra de Famatina, aunque se sabe que allí las precipitaciones son un poco mayores a causa de que se condensa la humedad traída

por los vientos desde el Atlántico. Para la Mina El Oro, Bassi (1953) comunica que el período lluvioso va de noviembre a marzo, pero no suministra registros pluviométricos.

No cabe duda de que el clima ha sido más lluvioso anteriormente, como lo demuestra la desecada red de drenaje y la presencia, en la parte alta de las laderas de los valles serranos, de depósitos conglomerádicos que han sido observados por varios geólogos (Bodenbender, 1916, Kühn, 1920; Sobral, 1921; Bassi, 1953).

3. GEOLOGIA REGIONAL

La sierra de Famatina —la más elevada de la Argentina fuera de la Cordillera— forma parte de la unidad geo-estructural que Turner (1962) ha caracterizado con el nombre de Sierras Traspampeanas, que fuera empleado primeramente por Harrington (1956). Con anterioridad, era costumbre considerarla como una porción de las Sierras Pampeanas (Bodenbender, 1916).

La geología de la sierra de Famatina se conoce suficientemente bien como resultado de los trabajos de Stelzner (1885), Bodenbender (1916), Penck (1920), De Alba (1954), Turner (1960) y varios más que sería largo citar. Sin embargo, debemos señalar que, si bien ese conocimiento es adecuado desde el punto de vista de la geología general, resulta un tanto insuficiente para los fines de la presente investigación, dado que no se han mapeado las áreas precisas de las rocas ígneas, metamórficas y filonianas ni se han determinado sus características petrográficas, salvo en unas pocas variedades.

Típicamente, el Famatina es una sierra de bloque que fue levantada durante el diastrofismo andino. De rumbo norte-sur y con escarpa más abrupta hacia el oeste, está limitada lateralmente por sistemas de fallas, que han originado a ambos lados extensos y profundos valles tectónicos. En la porción oriental de la sierra —que es la que interesa para el presente estudio— se encuentra la amplia fosa denominada Valle de Famatina-Campo de Velazco, que es realmente una única entidad dividida en dos sectores por el cordón Paymán-Chilecito, de origen muy reciente (Bodenbender, 1916) y litológicamente emparentado con la sierra de Velazco.

Los rasgos esenciales de la geología de la región de la cuenca del río Sarmiento se muestran en el mapa de la figura 1, que está basado en el relevamiento de Bodenbender (1916). Los terrenos aflorantes corresponden al Precámbrico, Paleozoico, Terciario y Cuaternario.

PRECÁMBRICO

Según Turner (1962), el Precámbrico está representado por granitos, metamorfitas, rocas filonianas y migmatitas.

Granitos: los granitos, *sensus lato*, constituyen las rocas más difundidas en la cuenca del río Sarmiento.

De acuerdo con las observaciones de Bodenbender (1916) y de Turner (1962), el "batolito" de Famatina no es homogéneo, puesto que presenta numerosas variaciones en composición y fábrica. Esta heterogeneidad no ha sido mapeada en detalle, aunque Bodenbender (1916) ha registrado un área con granitos dioríticos, según puede verse en la figura 1. La carencia de un relevamiento detallado del complejo plutónico representa un inconveniente para la investigación de las gravas (véase Litología, más adelante).

La edad del granito o granitos de Famatina ha sido tema de disputa. Turner (1962) lo considera Precámbrico, aunque admite la posibilidad de intrusiones menores paleozoicas; De Alba (1954, 1956) se inclina en cambio por la opinión de Bodenbender (1916) y mantiene que la intrusión es post-ordovícica y pre-carbónica. Linares (1959) ha determinado que una uraninita de la mina San Victorio (Famatina), fechada por el método de plomo-uranio, tiene una antigüedad aproximada de 310 millones de años, o sea que correspondería al Carbónico medio. En base a esta datación y a consideraciones geológicas y paleontológicas, Stipanovic (1967) estima que el granito de Famatina podría ser eocarbónico, pero admite, transcribiendo una opinión verbal de Braccacini, que posiblemente habría tres ciclos plutónicos: uno, precámbrico; otro, post-tremadociano y el tercero, que ha afectado terrenos del Pérmico inferior. Creemos que esta interpretación es posiblemente correcta.

Metamorfitas: estas rocas son abundantes en la cuenca del río Sarmiento, particularmente en el morro Espíritu Santo y en la zona del distrito de Mejicana. La escala de los mapeos impide que se hayan podido representar la totalidad de los afloramientos.

Por un lado, las rocas metamórficas comprenden esquistos, pizarras y filitas; por el otro, hornfels y esquistos moteados. Según la composición de las gravas del río, el primer grupo está pobremente representado, lo que puede ser resultado de la mayor facilidad de desintegración, favorecida por la esquistosidad. Por el contrario, los clastos de hornfels son comunes en las gravas. Esto concuerda con el mapeo

detallado de la zona de la mina El Oro (Bassi, 1953), donde estas ectinitas de contacto ocupan un área apreciable.

Naturalmente que la edad de las metamorfitas, al menos en parte, dependerá de la antigüedad que corresponda a los granitos famatineses. Lo mismo puede decirse del grupo siguiente de rocas.

Filonianas: se presentan en diques que cortan tanto los granitos como las metamorfitas. Estos diques y filones son de pórfidos cuarcíferos, de aplitas, de pegmatitas y de lamprófiros de tipo spessartita. Las filonianas leucocráticas se encuentran en las gravas del río Sarmiento, pero en cantidad muy reducida; por el contrario, los clastos de lamprófiros son más abundantes, ya sea por su mayor resistencia a la abrasión o porque realmente son muy frecuentes en la cuenca. La segunda posibilidad, sin descartar la primera, está abonada por el hecho de que en el valle del río, entre el lugar denominado Vallecito y la mina El Oro, existen numerosos filones lamprofiricos que cortan los granitos.

Migmatitas: bajo el nombre de cristalgranito, Bodenbender (1916) reconoció su presencia en el cordón Paymán-Chilecito. En la sierra de Famatina no han sido mapeadas, aunque los autores que se han ocupado de la geología las han mencionado. Su abundancia en las gravas del río Sarmiento autoriza a suponer que deben estar muy difundidas en toda la cuenca.

PALEOZOICO

No interesan, para nuestra región, los terrenos sedimentarios paleozoicos, en especial los Estratos de Paganzo, pues no afloran en ningún punto de la cuenca del río Sarmiento.

En cambio, debe señalarse la presencia de vulcanitas que, según Turner (1962) provienen de uno o dos ciclos efusivos que afectaron las sierras traspampeanas en el Paleozoico. Bodenbender (1916) y De Alba (1954), para la región situada inmediatamente al sur de la nuestra, consideran que estas efusiones u otras de similar litología se produjeron en el Plioceno.

Las vulcanitas están representadas por dacitas, andesitas y riodacitas. No se han efectuado estudios petrográficos detallados sobre ellas ni se las ha mapeado en detalle. En las gravas del río Sarmiento están representadas por una porción menor, pero significativa.

TERCIARIO

Localmente, está caracterizado por los Estratos Calchaqueños (Mioceno), que constituyen una espesa faja adosada tectónicamente a los faldeos orientales del Famatina.

En el valle encajonado del río Sarmiento, que los atraviesa al salir de los afloramientos graníticos, los Estratos Calchaqueños están muy rebajados por la erosión, pero poco más al sur, en la llamada sierra de Guanchín, se hacen potentes. En este sitio, están formados en buena parte por gruesos conglomerados (Bodenbender, 1916), cuyos fenoclastos son de rocas volcánicas y graníticas. Se trata evidentemente de un depósito pedemontano, de tipo cono aluvial.

En el valle del río Sarmiento, los conglomerados están muy alterados por acción hidrotermal, pero en la sierra de Guanchín se hallan perfectamente frescos.

CUATERNARIO

Además de los sedimentos de cauce que son el motivo del presente estudio, hay en la zona otros depósitos cuaternarios. Muchos faldeos, laderas y "pampas" están cubiertos por un espesor modesto de limos loessoides. En otros lugares, especialmente cerca de Chilecito, hay sedimentos pelíticos de naturaleza aluvial.

Con todo, lo más característico de la región son los depósitos psammíticos y psefíticos, que constituyen un cinturón o franja derrubio-aluvial que, desde las faldas del Famatina, desciende en pendiente suave hacia el eje deprimido del gran valle tectónico. En esa gran acumulación pedemontana predomina, al menos en sus niveles superiores, el conjunto de sedimentos gravosos, de modo que el viajero tiene la impresión, al cruzar esa comarca, que está en un verdadero mar de cantos rodados, como ya comentara acertadamente Bodenbender (1916). La superficie de estos depósitos está sureada por una infinidad de cárcavas, sureos y zanjones, resultantes de la escorrentía y de las avenidas estivales.

4. CARACTERISTICAS DEL RIO SARMIENTO

El río Sarmiento (s) o de los Sarmientos —también designado a veces con el nombre de Durazno y Chilecito— nace con la denominación de río Tigre en las proximidades de la Cumbre de Mejicana, la mayor elevación de la sierra de Famatina (6200 m s.n.m.), de donde descendiéndole rápidamente en dirección al nacimiento. En sus primeros tramos recibe por ambos márgenes numerosos afluentes pequeños, que son torrenteras efímeras. A la altura de la mina El Oro tiene como afluente en la margen derecha al río del Cobre y, a partir de ese punto, se lo conoce con el nombre de río del Oro, por la coloración de sus aguas debida a sales de hierro (Bassi, 1953). Desde allí, prosigue con rumbo E-SE, luego vira hacia el N-NE y después retoma el rumbo primitivo, recibiendo en su margen izquierda el río Aguas Negras, que es un afluente colector de importancia en el que vuelcan sus aportes otros ríos y arroyos (del Cajón, de la Martosa, etc.). A partir de la confluencia con este afluente se lo conoce con el nombre de río Sarmiento.

El valle fluvial excavado en la sierra de Famatina termina a la altura de la localidad de Santa Florentina y, desde ese sitio en adelante, las aguas no tienen un cauce del todo definido, ya que cruzan la bajada o abanico aluvial pedemontano por una serie de surcos y arroyos de escasa profundidad. Sin embargo, las aguas se canalizan normalmente por medio de dos distributarios principales —llamado Sarmiento el septentrional y San Miguel el meridional—, que, con carácter de antecedentes, cruzan el cordón migmatítico Paymán-Chilecito y continúan con dirección S-SE hasta llegar a la depresión o bajo longitudinal de Santa Elena, adosado a la sierra de Velazco, que ocupa la parte más baja de la depresión tectónica y actúa como colector potencial de la red de drenaje actualmente seca. En sus tramos finales, el río Sarmiento, al que se le vuelve a unir el San Miguel, va siendo paulatinamente ahogado por depósitos medanosos que derivan, por deflación, de los sedimentos fluviales.

En el tramo serrano, el río ha excavado un valle profundo, de laderas escarpadas labradas en las rocas graníticas; el ancho del valle es aproximadamente de 15 a 20 m, pero en la zona de la mina El Oro se angosta hasta quedar reducido a un cañón de no más de 5 m de ancho y 50 m o más de profundidad (Bassi, 1953). En general, los desniveles entre el fondo del valle y las crestas de las laderas son muy

fuertes, de hasta 300 m en una distancia horizontal de no más de 200 m (Bassi, 1953), aunque hacia la Mejicana el valle se ensancha y el plano aluvial adquiere en tramos pendientes más suaves (Sobral, 1921). Por estas características, el tramo superior debe considerarse como muy activo desde el punto de vista de los aportes detríticos, que son transportados en masa (derrumbes, soliflucción, etc.) o por las quebradas y riachos de las laderas. Esta actividad se ha manifestado también durante ciclos climáticos anteriores, pues desde la cota de los 2.500 m s.n.m. hasta la Mejicana hay restos de conglomerados adosados a las partes altas de las laderas (Sobral, 1921; Bassi, 1953).

En las proximidades de la confluencia del río Aguas Negras, el plano aluvial, relleno de gravas y arenas en las que a trechos se insume la corriente ("cortadas"), se ensancha apreciablemente para luego volver a encajonarse al cruzar la franja de terrenos calchaqueños (fig. 2).

Al salir de la sierra, en la zona pedemontana, el lecho del río se hace paulatinamente menos marcado, de modo que el cauce termina por ser una zanja, de sección rectangular, cuya profundidad varía entre uno y tres metros. Además, como el álveo está lleno de cantos rodados, aparece en el paisaje como un cordón pefítico o una trinchera repleta de gravas.

La cuenca del río, en la región serrana, comprende 260 km². Los aforos en Santa Florentina dan un módulo de 1,051 m³/seg., con máximas de hasta 4,338 m³/seg. y mínimas de 0,263 m³/seg. (Consejo Federal de Inversiones, 1961). A la altura de la mina El Oro, Bassi (1953) anota un caudal de 0,160 m³/seg. Desde Santa Florentina hasta el bajo de Santa Elena, el Sarmiento es en realidad un río seco, por cuanto en el primer punto, mediante un dique derivador, se lo canaliza para riego y provisión de agua a Chilecito y poblados vecinos. Aun sin estas obras de captación, debe suponerse que el río debió estar casi siempre seco, como consecuencia de su escaso caudal y la gran permeabilidad de los sedimentos pefíticos y psammíticos pedemontanos (Fig. 3).

En los meses de verano, como resultado del incremento en las precipitaciones, suelen producirse crecidas de consideración. Las aguas del río transponen el umbral de Santa Florentina y, encauzándose por el álveo del Sarmiento y en parte también por el de San Miguel, fluyen tumultuosas hacia la parte más deprimida del valle tectónico, con violento transporte de los materiales detríticos, tanto de los que provienen de la sierra como de los que remueve en su propio lecho. Durante esas crecidas, el fragor sordo del entrecocar de cantos rodados



Fig. 2. — Gravas del cauce, a la altura de la estación 5

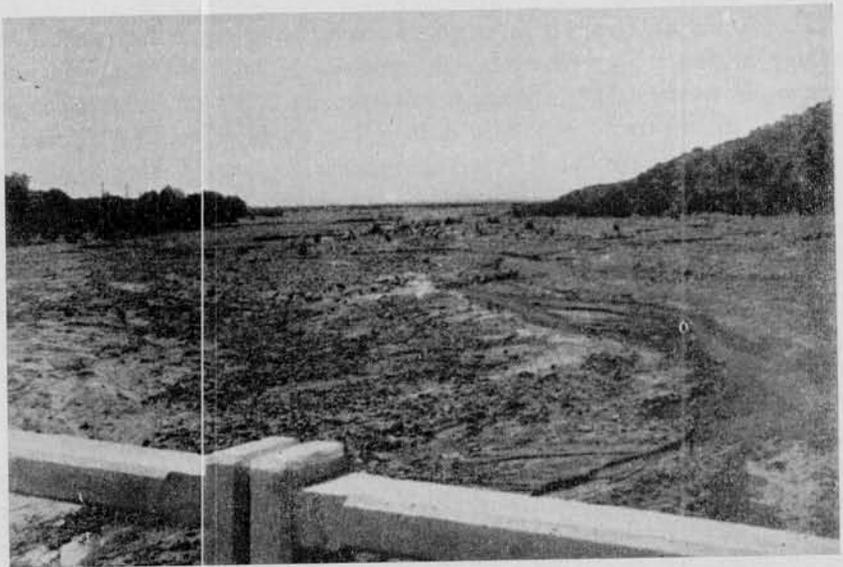


Fig. 3. — El cauce seco del río Sarmiento, visto desde el puente cercano a la estación 8

y bloques se oye claramente a una distancia de cuatro o cinco kilómetros. Estas crecidas son generalmente de corta duración; uno de los autores (M. E. T.) tuvo oportunidad de recorrer el tramo pedemontano del río inmediatamente después de una avenida estival, en febrero de 1964; las aguas luego de fluir durante dos horas, habían llegado, muy disminuidas, hasta la estación 10 de nuestro muestreo.

Por las características mencionadas, el río Sarmiento presenta el interés de que sus sedimentos están sometidos a dos regímenes: en los tramos superiores, hasta Santa Florentina, el agua circula en forma prácticamente permanente por su plano aluvial de gravas y arenas; desde Santa Florentina hasta el bajo de Santa Elena, por el contrario, no hay agua casi nunca y los sedimentos están expuestos —entre raras crecidas— a la meteorización *in situ*. Este contraste de ambientes, con un sector de típico río o torrente de montaña y otro de arroyo seco de pie de monte, nos ha parecido muy adecuado para investigar la naturaleza y evolución de los detritos fluviales.

Según Bodenbender (1916), el río Sarmiento desembocaba anteriormente por lo que hoy es el valle del Guanchín. En cierto momento, logró romper la valla granítica del cerro Cumbre de Agua Negra y, aprovechando posiblemente la franja debilitada por fallas del borde oriental del Famatina, surcó la franja de sedimentos terciarios para adquirir su rumbo actual. Esta interpretación de Bodenbender (1916), que parece satisfactoria, no ha sido investigada hasta el presente.

SEDIMENTOLOGIA

5. MUESTREO

El problema del muestreo de sedimentos se hace particularmente complicado cuando los depósitos son muy heterogéneos. Krumbein (1942) ha señalado acertadamente estas dificultades y numerosos autores se han referido a ellas.

En el caso del río Sarmiento, el problema del muestreo es sumamente complejo, a causa de la rápida e imprevisible variabilidad de los depósitos en distancias muy cortas. A esto debe agregarse que los depósitos son de tipo caótico y están por lo general desprovistos de estructuras sedimentarias, en especial de estratificación, tanto normal como entrecruzada, o ellas están tan poco marcadas que son apenas discernibles.

Todo nuestro muestreo — realizado en dos campañas de los veranos de 1964 y 1966 — se efectuó en sedimentos de cauce. Para este fin, se buscaron sitios apropiados y en ellos se localizaron los depósitos que, aparentemente, constituían una unidad de sedimentación (Otto, 1938). A pesar de que la presencia en el cauce de numerosas zanjas y canales excavados por las crecidas facilitaron la tarea, es imposible asegurar que todas las muestras obtenidas hayan provenido de unidades únicas de sedimentación.

Escogido un sitio y delimitado el depósito considerado adecuado, las gravas fueron extraídas con una pala y apiladas en un montón, que luego fue cuarteado hasta que quedara reducido a un peso aproximado de cincuenta o sesenta kilos. La cantidad resultó suficiente (Wentworth, 1926), ya que, en general se contó con unos trescientos clastos para cada estación, número que es adecuado para estudios estadísticos.

Las muestras fueron determinadas y medidas en el campo, salvo tres que se estudiaron en el laboratorio.

Los sitios o estaciones para el muestreo fueron ubicados a distancias aproximadamente iguales, pero en muchos casos, por inconvenientes particulares, no fue posible mantener una equidistancia exacta. Las estaciones, que se enumeraron del 2 al 11, figuran en el mapa de la figura 1. Teníamos la intención de efectuar muestreos más arriba de la estación 2, pero en dos visitas realizadas a la Mina El Oro (destinada a ser la estación 1), el lecho del río, muy estrecho en ese paraje, estaba prácticamente desprovisto de gravas, tal vez como consecuencia de crecidas previas; por otra parte, Kühn (1920) menciona que las porciones superiores de los ríos de la sierra de Famatina suelen tener un fondo rocoso, desprovisto de aluvión. Además, el mal tiempo estival en la época de nuestras visitas, impidió continuar el muestreo aguas arriba de esa localidad.

En total, se trabajó sobre una población básica de unos dos mil quinientos clastos. La cantidad de operaciones aritméticas efectuadas para los cálculos estadísticos ha superado las veinte mil.

6. COMPOSICION GRANULOMETRICA DE LAS GRAVAS

Si bien el presente trabajo está específicamente destinado a analizar la morfología de los cantos rodados, este tipo de investigación no puede realizarse sobre bases seguras a menos que se tenga en cuenta

el tamaño de los clastos. Por esta razón es necesario considerar, en primer lugar, la composición granulométrica de las gravas del río Sarmiento.

Nuestros análisis mecánicos difieren de los que se efectúan habitualmente (Plumley, 1948; Potter, 1955) en que no se basan en datos de tamizado, sino en la medición directa de cada uno de los clastos. Esta técnica, que se utilizó porque de todos modos era imprescindible para los estudios morfológicos, involucra dos aspectos que deben ser considerados: la ubicación de los clastos en los grados granulométricos y la relación entre la granulometría numeral y la ponderal.

En nuestro estudio, para cada uno de los clastos se midieron, con calibre, tres dimensiones ortogonales que corresponden a los parámetros A, B y C de Zingg (1935), o a , b y c de Krumbein (1941), los que, en conceptos más familiares, equivalen aproximadamente a lo que se entiende por largo, ancho y alto de un objeto. Normalmente, esas tres dimensiones fundamentales son disimilares, y por ello, cuando se trata de distribuir los clastos en los distintos grados dimensionales, surge el problema de cuál debe ser la dimensión básica utilizable para tal distribución. Para ilustrar la alternativa con un ejemplo común: si un canto rodado tiene las dimensiones $a = 75$ mm, $b = 44$ mm y $c = 28$ mm, podrá ser ubicado en cualquiera de grados diferentes, según se utilice como diámetro fundamental el a , el b o el c .

Esta cuestión ha sido poco tratada en trabajos previos, por cuanto los clastos son ubicados en grados determinados según las aberturas de los tamices: a ella se ha referido Emery (1955) en un estudio sobre gravas marinas, en el que optó por el empleo del diámetro medio o b . Más recientemente, Bluck (1964), al investigar gravas de un abanico aluvial, adopta el mismo criterio. En nuestro caso, hemos preferido utilizar la media aritmética de los tres parámetros fundamentales (o diámetro medio de Wentworth, 1919), que según Krumbein y Pettijohn (1938) coincide estrechamente con el diámetro nominal (D_n) de los clastos. La elección de esta magnitud está basada en el hecho de que, habitualmente, da un valor ligeramente superior al de b , por lo que ella puede homologarse o compararse con las dimensiones efectivas de un tamizado, que dependen del lado, o más posiblemente de la diagonal, de las aberturas de las mallas (Krumbein y Pettijohn, 1938). La media geométrica, que fue otra de las medidas que se consideraron, suministra en nuestras gravas valores sistemáticamente inferiores a los de la media aritmética, y

por esta razón nos pareció menos adecuada. Entendemos por lo tanto que la media aritmética, o bien el parámetro b , son los valores más convenientes para la distribución de los clastos en los distintos grados y así hemos procedido en nuestra investigación.

El otro aspecto del análisis mecánico que debió contemplarse deriva del hecho de que, al haber sido medidos y contados todos los clastos, se tuvo una frecuencia numérica, que suele ser muy distinta de la ponderal y la volumétrica, que son las que normalmente se emplean. Por este motivo, y a fin de asegurar que nuestros resultados puedan ser comparados y correlacionados con los de otros autores, debimos convertirlos en una frecuencia ponderal. En el mencionado trabajo de Emery (1955) se alude a este asunto y dicho autor mide el volumen y determina el peso de los clastos para poder presentar sus resultados tanto en frecuencia volumétrica como ponderal, que como ya ha sido establecido en numerosas ocasiones, se corresponden estrechamente. Más recientemente, Sahu (1964) retoma esta cuestión y desarrolla fórmulas que permiten el pasaje de las frecuencias ponderales a las numéricas y viceversa; en estas fórmulas intervienen, entre otros datos, el radio medio de los clastos, su peso específico y su esfericidad.

En nuestro caso, como ya se había determinado para cada clasto el radio medio, la esfericidad y el achatamiento (o platidad en nuestra nomenclatura), resultó fácil convertir los datos numéricos en ponderales. Para ello, se pesaron las fracciones granulométricas de tres estaciones y, en base a esos datos, se buscó encontrar una relación entre ambas frecuencias. De esta manera se pudo constatar que si se confrontan los pesos unitarios de los clastos con el producto del radio medio por la esfericidad — o también con el cociente entre dicho radio y la platidad — se obtiene una función lineal que permite determinar el peso de los clastos de cualquier grado, pues una multiplicación del peso unitario por el número de clastos (o frecuencia numérica) suministra el peso total del grado respectivo. Los cálculos se hicieron aplicando tanto esfericidad como platidad, con excelente concordancia en los resultados (error máximo registrado: $\pm 3\%$), pero la última propiedad parece más adecuada por cuanto la función lineal resultante está mejor definida.

La tabla I muestra los resultados de los análisis mecánicos, calculados en la forma antedicha; la figura 4 ilustra los datos de todas las estaciones.

La primera observación que se puede efectuar es que, dejando de

TABLA I
Análisis mecánicos (por cientos en peso)

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Grado 256-128 mm...	—	—	—	—	—	—	—	26	—	—	2,6
Grado 128-64 mm....	67	72	35	50	39	70	42	51	50	29	50,5
Grado 64-32 mm.....	29	14	49	30	47	18	52	17	41	60	35,7
Grado 32-16 mm.....	3	11	14	20	14	12	6	5	9	11	10,5
Grado 16-8 mm.....	1	3	2	+	+	+	+	1	—	—	0,7

lado el grado 256-128 mm que sólo está representado en la estación 9, las gravas del río Sarmiento están constituidas únicamente por cuatro grados: el de 128-64 mm que forma alrededor del 50 % de la distribución; el grado 64-32 mm que representa aproximadamente un tercio de la composición; el grado 32-16 mm que es una porción reducida del conjunto, y el grado 16-8 mm que es muy escaso e incluso falta por completo en varias estaciones. No existen grados menores (gravilla, sábulos o arenas) o su cantidad es tan baja que no puede ser registrada porcentualmente.

Nos parece adecuado señalar que la inspección visual en el río da al observador la impresión de que las gravas son mucho mayores de lo que revela el análisis mecánico. Este fenómeno se debe a que la vista se impresiona por el eje mayor de los clastos. Sin embargo, a causa de su forma (véase el capítulo sobre morfología, más adelante), muchos cantos rodados que llegan a medir 200 ó 300 mm de diámetro mayor se ubican dentro del grado 128-64 mm cuando se toma en cuenta su sección transversal efectiva, sea ésta determinada por la media de los tres ejes o por el eje *b*.

Lo antedicho no significa que falten en los depósitos del río Sarmiento cantos rodados de tamaño realmente grande. Muy por el contrario, a lo largo de todo el álveo hay guijones y bloques (González Bonorino y Teruggi, 1952) de medio metro o más de diámetro. Estos bloques son evidentemente transportados por las avenidas y, desde la estación 2 hasta la 9, no se aprecia en inspección visual que tiendan a disminuir de tamaño, aunque sí en cantidad. Aparentemente, se tiene aquí una contradicción con lo demostrado por Krumbein (1942)

y repetidamente corroborado por otros autores (Sternberg, 1875; Grabau, 1913; Barrell, 1925, etc.), que han comprobado la disminución del tamaño de los bloques aguas abajo en una corriente fluvial. Sólo en la estación 10 se nota que los bloques se hacen algo menores, hasta que desaparecen en la estación 11. Es evidente entonces que el río Sarmiento, con su régimen de repentinas crecidas estivales, favorece el transporte indiscriminado de pefitas de distintos tamaños, como resultado de la velocidad y turbulencia de sus aguas. Esta debe

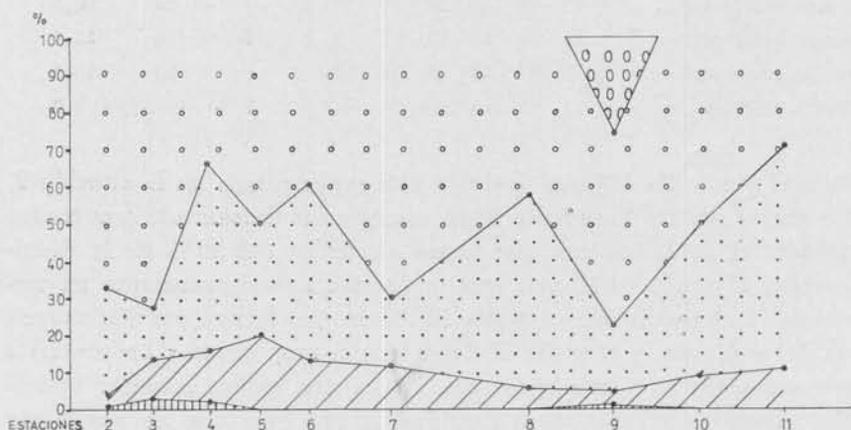


Fig. 4. — Granulometría de las gravas. Ovalos : grado 256-128 mm ; círculos : grado 128-64 mm ; puntos : grado 64-32 mm ; rayas oblicuas : grado 32-16 mm ; rayas verticales : grado 16-8 mm.

ser también la causa por la cual las gravas del cauce son limpias y abiertas, o sea que están desprovistas de arena u otros sedimentos finos que ocupen los espacios entre los clastos mayores. En efecto, a pesar de que en el cauce los depósitos arenosos son frecuentes, ellos están separados de los pefíticos y representan acumulaciones efectuadas por corrientes más lentas, que corresponden a remansos y flujos laterales o finales de la corriente principal.

En la figura 4 puede apreciarse que, a lo largo del perfil, el grado 32-16 mm es bastante estable y varía dentro de límites poco amplios. Las oscilaciones mayores se notan en el grado 128-64 mm, cuyas altas y bajas se hallan en relación inversa con las del grado 64-32 mm. Con todo, el grado 128-64 mm, a pesar de sus oscilaciones, no muestra una tendencia clara a disminuir aguas abajo, salvo en la estación final.

Resulta complejo encontrar una explicación de los cambios granu-

lométricos a lo largo del perfil. Además del ya mencionado azar del muestreo, está el hecho de que cada depósito muestreado corresponde a un instante específico en la historia del río, con condiciones hidrodinámicas locales que pueden o no guardar relación con las acumulaciones efectuadas en otros sitios o en otros momentos. Pero no obstante estas circunstancias indeterminables, se comprueba que las gravas del río Sarmiento son bastante constantes en su composición granulométrica, pues sólo hay tres estaciones (2, 7 y 9) que acusan diferencias notables, y ellas únicamente en el grado 128-64 mm. La estación 7 se encuentra a la salida de la sierra; la estación 2, en el tramo alto del río, puede reflejar un aporte de clastos mayores de las laderas o un momento especial de la corriente, y en cuanto a la estación 9, su granulometría "anómala" no responde a ninguna razón aparente y puede ser tal vez efecto casual del muestreo.

Con los datos del análisis mecánico se calculó la mediana de cada una de las estaciones (tabla II y figura 5). Puede apreciarse que en el río Sarmiento no se registra claramente la disminución progresiva de tamaño, que parece ser la ley general encontrada por numerosos autores (compárese Pettijohn, 1957). En nuestro caso, entre las estaciones 2 y 6 la mediana decrece primero bruscamente y luego aumenta un poco, pero en las estaciones 7 y 9 se producen fuertes incrementos, con una caída final en la estación 11. Con todo, la mediana de la última estación es casi igual a la de la estación 4, situada en los tramos superiores del río. Como dato de interés, debemos señalar que en su estudio de los sedimentos del arroyo Seco, Krumbein (1942) tampoco halló variación apreciable a lo largo del dicho curso.

TABLA II
Valores de mediana y de medias (en mm)

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Mediana.....	79	74	57	62	60	77	65	96	66	56	69,2
Media del grado 128-64 mm	84	83	76	80	74	93	86	96	75	71	81,8
Media del grado 64-32 mm	45	45	42	42	43	44	45	46	45	43	43,9
Media del grado 32-16 mm	24	22	24	23	24	22	25	22	23	24	23,3
Media del grado 16-8 mm.	11	13	12	14	12	14	15	13	—	—	13,0

Para intentar comprender mejor la naturaleza de estos cambios, se calcularon también las medias aritméticas correspondientes a los cuatro grados presentes en las gravas (tabla II, fig. 5). Las medias de los cuatro grados pudieron ser determinadas en base a las dimensiones de cada uno de los clastos componentes de esas poblaciones; son por lo tanto medias reales, basadas en el valor promedio de los tres ejes de cada clasto y no el resultado de una interpolación.

La inspección de las variaciones de las medias de grados permite apreciar algunos aspectos interesantes vinculados con la población

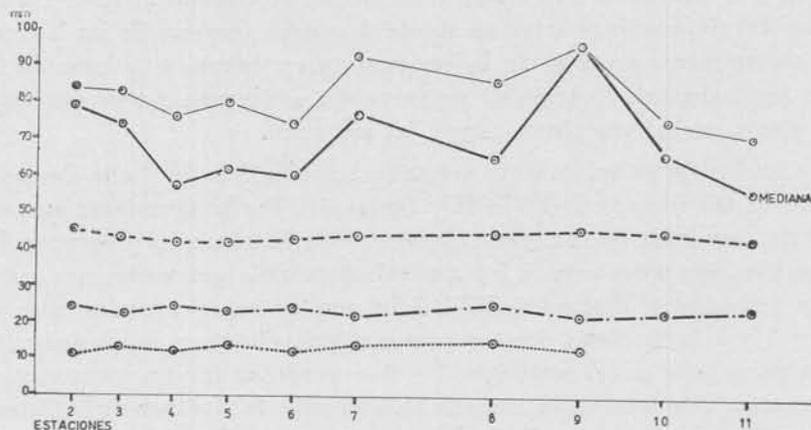


Fig. 5. — Diagrama de variación de mediana y medias. Línea entera : media del grado 128-64 mm ; línea cortada : media del grado 64-32 mm ; línea rayada y punteada : media del grado 32-16 mm ; línea punteada : media del grado 16-8 mm.

psefítica del río Sarmiento. Efectivamente, se observa que los grados 64-32 mm y 32-16 mm no sufren cambios apreciables en sus medias a lo largo del curso; ambos grados representan, por ello, una población que es esencialmente estable, sin tendencia a aumentar o disminuir de tamaño. Similares características posee el grado 16-8 mm, pero éste falta por completo en las estaciones 10 y 11. Mucho más variable, en cambio, es el grado 128-64 mm, con altos y bajos que siguen aproximadamente las variaciones en los valores de la mediana.

El gráfico de variación de las medias de grados nos permite extraer la conclusión de que, en nuestro río, es el grado 128-64 mm el que mejor refleja, junto con la mediana, la tendencia a la disminución de tamaño aguas abajo, en tanto que los otros grados son individualmente poco variables, de modo que afectan la granulometría general

por su mayor o menor abundancia y no porque ellos, internamente, hayan sufrido una disminución del tamaño de sus clastos.

Si concentramos nuestra atención en las variaciones de la mediana y de las medias del grado 128-64 mm, podremos distinguir dos tramos bien definidos, con tendencia a la disminución exponencial del tamaño: el que va de las estaciones 2 a 6 por un lado, y el que va de las estaciones 7 a 11, por el otro (en este tramo, la estación 9 constituye una desviación anormal independiente). Con toda la incertidumbre derivada del muestreo y la variabilidad de los depósitos, parece evidente que en el primer tramo el río Sarmiento ha actuado sobre las gravas gruesas, ya sea por abrasión (Barrell, 1925; Krumbein, 1941; Sarmiento, 1945), por transporte selectivo (Krumbein, 1937) o por una combinación de ambos, lo que conduce a una disminución de tamaño. Una tendencia similar se observa en el segundo tramo.

En consecuencia, la estación 7 (Santa Florentina) marca una ruptura granulométrica, con un brusco aumento en la mediana y en el valor de la media del grado 128-64 mm, que a partir de ese punto vuelven a disminuir ligeramente hasta la última estación. Como ya se mencionara, la estación 7 corresponde al sitio donde el río abandona el bloque serrano por medio de un valle encajonado; corresponde al ápice de un cono aluvial, en el que hay un cambio de pendiente que facilita el depósito de los clastos, en especial de los mayores, que después pueden ser redistribuidos aguas abajo con las distintas crecidas estacionales. Pero hay otros dos factores que pueden intervenir conjuntamente con el mecanismo señalado para aumentar el tamaño de las gravas en este punto; 1) el aporte detrítico del río Aguas Negras, que desemboca a la altura de la estación 6; 2) la posible contribución de la franja de estratos calchaqueños, en parte psefíticos, que en ese lugar ha sido cortada y denudada por el río Sarmiento. De cualquier modo que sea, la estación 7 registra una "anomalía", que corresponde al pie de la sierra. En cambio, la estación 9 se encuentra en una zona sin accidentes y con pendiente similar a la de los puntos situados aguas abajo y aguas arriba, de modo que el mayor tamaño de las gravas en ese lugar parece ser una anomalía, que posiblemente provenga de una crecida excepcional.

En base a lo expuesto se puede inferir que, para estudiar las variaciones granulométricas de las gravas en el sentido del transporte, la mediana parece tener mayor sensibilidad que las medias de grados, a menos que se considere un grado determinado. En nuestro caso, el grado óptimo para este fin resultó ser el de 128-64 mm; sin embargo, es

posible que en otros ríos, con distintas condiciones de pendiente, de tipo de flujo y de velocidad y turbulencia de sus aguas, aparezcan otros grados más adecuados como indicadores de las variaciones a lo largo del curso. Aparentemente, dentro de los límites de la competencia de un río, existen poblaciones indiferentes o pasivas, de poca utilidad para detectar los cambios granulométricos.

En la parte final de este trabajo, volveremos a considerar estas cuestiones, pero por el momento podemos establecer que:

- a) Las gravas del río Sarmiento constituyen una población bastante estable, en la cual aproximadamente la mitad corresponde al grado 128-64 mm, un tercio al grado 64-32 mm y un décimo al grado 32-16 mm. Esta constitución media ha sido poco afectada por el transporte, aunque hay grados que son muy variables (128-64 mm en particular, y menos marcadamente 16-8 mm), en tanto que otros son estables (64-32 mm y 32-16 mm).
- b) Las gravas son siempre unimodales; en seis casos, la moda cae en el grado 128-64 mm, y cuatro en el grado 64-32 mm. Estos resultados concuerdan bastante bien con los de Conkling, Eckis y Gross (1934), pero indican que nuestras gravas son más gruesas que las gravas fluviales comunes (Pettijohn, 1957), lo que debe ser el resultado de la fuerte pendiente y consecuente gran velocidad, del río Sarmiento.
- c) La mediana tiende a disminuir ligeramente aguas abajo, pero esta tendencia está oscurecida por el aporte de afluentes (estaciones 6 y 7), por accidentes del curso (estación 7), por contribución elástica de formaciones psefíticas (estación 7) o por los azares del muestreo (estación 9).
- d) Las medias de los grados se mantienen constantes a lo largo del curso, salvo la media del grado 128-64 mm, que es por ello la más apta para detectar las variaciones de tamaño.

7. COMPOSICION LITOLOGICA DE LAS GRAVAS

Las gravas del río Sarmiento, como las de todo curso fluvial, reflejan la litología de las formaciones geológicas que constituyen su cuenca. Efectivamente, ya en la mera inspección visual en el campo se pudo comprobar que en todas partes los cantos rodados graníticos eran los más abundantes, lo que es lógica consecuencia de la mayor ex-

tensión de los afloramientos de estas rocas y, por otro lado, de su resistencia al transporte.

Con el objeto de estudiar la litología de las gravas, se distinguieron solamente tres tipos composicionales, de fácil identificación en el campo:

- 1) granitos grises
- 2) granitos rosados
- 3) rocas no graníticas

El reconocimiento de dos variedades de rocas graníticas pareció conveniente, pues poseen fábricas y composiciones mineralógicas distintas, por lo que se presumía que su comportamiento ante la abrasión sería diferente.

1) *Granitos grises*

Los granitos grises, cuya coloración va del blanco grisáceo al gris verdoso, corresponden con frecuencia a granitos alcalinos (microclino - micropertita, cuarzo y escasa plagioclasa) con tendencia leuco-crática (la biotita es el mafito esencial, con rara muscovita), pero pueden ser también tonalitas y granodioritas o, menos comúnmente, granitos calco-alcalinos hornblendíferos. Su aspecto es francamente macizo y dan la impresión de ser de origen magmático. Su peso específico es de 2,61.

2) *Granitos rosados*

Son generalmente biotíticos y/u hornblendicos; a veces corresponden a verdaderos granitos calco - alcalinos (microclino - micropertita, plagioclasas sericitizadas en menor cantidad, cuarzo) y otras veces a granodioritas y tonalitas, estas últimas con ortoclasa intersticial.

Los granitos rosados — cuya coloración puede llegar hasta el rojizo o castaño-rojizo — presentan los mafitos dispuestos en folias esfumadas o en manchones irregulares (estructura sineusis). Su aspecto es de migmatitas homogéneas, del tipo granítico de anatexis. El peso específico de estas rocas es de 2,72.

3) *Rocas no graníticas*

Este tercer grupo litológico es francamente artificial, puesto que incluye un conjunto de rocas variadas. El estudio petrográfico de clas-

tos representativos ha permitido establecer que las rocas principales son las siguientes:

- a) Vulcanitas: típicamente son dacitas y andesitas hornbléndicas, andelacitas biotíticas y escasas riolitas.
- b) Ectinitas: caracterizadas por metamorfitas de contacto, en especial hornfels, que son muy abundantes, y, en menor cantidad, por metamorfitas regionales, tales como esquistos, micacitas y filitas. Las cuarcitas son muy raras y faltan por completo las calizas cristalinas.
- c) Filonianas: las más frecuentes son los lamprófiros de tipo spessartítico. Un grupo menor es el constituido por aplitas, pegmatitas y muy raras silixitas.

La variedad litológica del este tercer grupo petrográfico da base para suponer que su comportamiento ante el transporte y la meteorización ha de ser muy heterogéneo. No obstante este inconveniente, se las considera como un solo grupo pues lo contrario hubiera implicado una enorme tarea de recuento, ya que la escasez de muchos de sus tipos petrográficos habría obligado a aumentar desmesuradamente las determinaciones a fin de asegurar la obtención de poblaciones estadísticamente satisfactorias.

A pesar de este inconveniente, puede aceptarse, para los fines prácticos, que este tercer grupo litológico está compuesto virtualmente de dacitas, hornfels y lamprófiros, es decir, rocas de grano fino.

La *composición* de las gravas se registra en la tabla III y además se ilustra gráficamente en la figura 6. Se aprecia de inmediato que, a lo largo de todo el curso, los granitos constituyen el tipo litológico predominante. La única excepción neta es la estación 2, en la cual las rocas no graníticas son las predominantes; esta abundancia, evidentemente, es el mero reflejo del aporte de los terrenos metamórficos por los que ha fluído el río poco antes de la estación.

A partir de la estación 2, el porcentaje de rocas no graníticas tiende a ir en disminución, pero esa tendencia se interrumpe en las estaciones 6 y 7, posiblemente, como resultado del aporte a el río Aguas Negras y de la contribución de la franja de terrenos calchaqueños. Desde la estación 7 en adelante, el contenido de rocas no graníticas vuelve a reducirse ligeramente, con un pequeño aumento, sin embargo, en las estaciones 10 y 11, para el cual no hemos encontrado ninguna explicación en el terreno.

TABLA III
Composición litológica (en %, según recuento)

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Composición total											
Granitos grises.....	11	25	31	26	26	34	44	49	42	43	33,4
Granitos rosados.....	21	26	18	31	25	15	22	19	13	20	21,3
No graníticos.....	68	49	48	40	49	51	34	32	45	37	45,3
Índice de granito gris.....	34	49	65	43	50	58	66	71	75	67	
Índice de granitos.....	32	50	32	60	51	48	65	67	55	62	
Grado 128-64 mm											
Granitos grises.....	19	57	61	22	46	42	37	23	42	75	42,4
Granitos rosados.....	13	29	23	56	54	21	41	32	8	8	28,8
No graníticos.....	68	14	16	22	—	37	19	45	50	17	28,8
Grado 61-32 mm											
Granitos grises.....	18	26	30	24	36	45	46	43	44	44	35,6
Granitos rosados.....	32	27	30	52	28	13	22	40	17	22	28,3
No graníticos.....	50	47	40	24	36	42	32	17	39	34	36,1
Grado 32-16 mm											
Granitos grises.....	16	22	27	28	17	29	43	55	40	35	31,2
Granitos rosados.....	25	26	26	26	21	15	18	11	11	20	19,9
No graníticos.....	59	52	47	46	62	56	39	34	49	45	48,9

Sobre la base de estos resultados, parecería que las rocas no graníticas, como consecuencia de algunas características mecánicas (clivaje, diaclasas, esquistosidad, compactación, etc.), son algo menos resistentes a la acción abrasiva que las rocas graníticas, y por esta razón tienden a disminuir aguas abajo. Sin embargo, su comportamiento no parece ser muy diferente del de las rocas graníticas, ya que su reducción es muy poco marcada, al punto que en los tramos finales del río su porcentaje es casi idéntico al de los tramos altos (estaciones 4 y 5, por ejemplo).

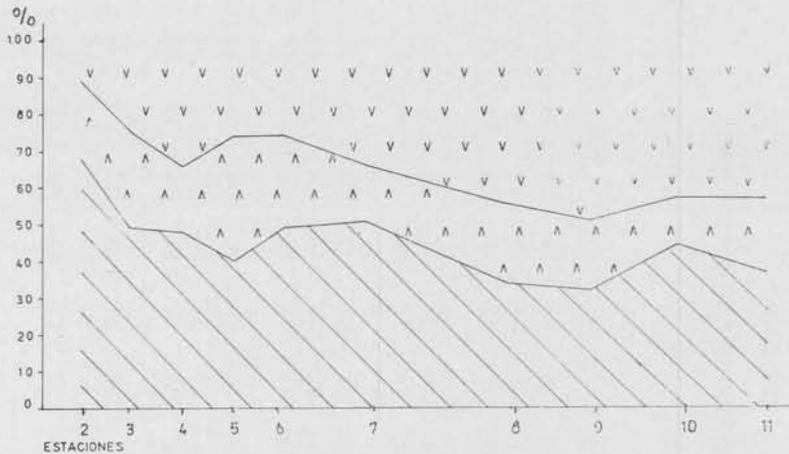


Fig. 6. — Litología total. Se representa con v a los granitos grises y con v invertida a los granitos rosados; las líneas oblicuas representan a las rocas no graníticas.

En lo que se refiere a las rocas graníticas, el comportamiento de los dos tipos petrográficos que hemos distinguido presenta algunos aspectos interesantes. En el curso alto del río (estaciones 2, 3 y 5), predominan los granitos rosados (el caso de la estación 4, donde abundan los granitos grises, puede reflejar una contribución local). Desde la estación 6, donde hay igualdad, hasta las 11, los granitos grises exceden a los rosados. La causa de la distribución de los dos tipos de granitos en el cauce del río no puede ser establecida por el momento, dado que, como ya se mencionara, no se cuenta con información geológico-petrográfica que permita apreciar la extensión de los afloramientos respectivos. A pesar de esta incertidumbre, el hecho de que a partir de la estación 7 — donde cesan los aportes clásticos directos de la sierra — tiendan a predominar los granitos grises puede ser interpre-

tado como una indicación de que este tipo litológico es más resistente a la abrasión y desintegración.

Con el objeto de visualizar el comportamiento de los dos tipos de rocas graníticas, se calculó el *índice de granito*, basado en la fórmula de Plumley (1948), para lo cual se tomó como patrón de comparación, por su abundancia y persistencia, el granito gris. La fórmula utilizada es Índice de granito gris = $\frac{X}{X + Y} \cdot 100$, en la que X correspon-

de al porcentaje de granitos grises e Y al de granitos rosados. Los valores obtenidos (tabla III), al aumentar aguas abajo, denotan que efectivamente los granitos rosados van desapareciendo de las gravas por abrasión y rotura. Una comparación similar, pero ahora cotejando el total de rocas graníticas frente al total de las no graníticas (Índice de granitos), también pone en evidencia la menor estabilidad del segundo grupo de rocas, pero en este caso se puede apreciar que las diferencias de comportamiento entre ambas litologías son menos marcadas que entre los granitos.

Con el fin de completar el conocimiento de la litología de las gravas, se ha determinado además la composición de los tres grados principales, según se muestra en la tabla III; la figura 7 ilustra este aspecto de la composición.

En el grado 128-64 mm, lo primero que resulta evidente es que hay una notable disminución de las rocas no graníticas. En la estación 2, con fuerte representación metamórfica, el porcentaje es idéntico al correspondiente a las gravas totales, pero de allí hasta el final del curso, con excepción de las estaciones 9 y 10, este grupo litológico está reducido a la mitad o a un tercio con respecto al porcentaje global. No se ha encontrado ninguna razón para el aumento relativo en las estaciones 9 y 10; en cuanto a su ausencia total en la estación 6, consideramos que se trata de un accidente del muestreo.

La conclusión general que se puede extraer es que las rocas no graníticas son menos abundantes en el grado 128-64 mm. En los grados mayores de 128 mm —no estudiados en esta investigación, salvo en la estación 9—, la inspección en el campo permitió apreciar que los clastos son casi exclusivamente de rocas graníticas. Se puede inferir, por lo tanto, que las rocas no graníticas, es decir, vulcanitas, ectinitas y filonianas, derivan de sus afloramientos en fragmentos no muy grandes, o si lo hacen, éstos se fracturan con mayor facilidad que los granitos.

En lo que atañe a la relación de los dos tipos de granitos en el grado 128-64 mm, se observa que, por lo general, los grises son más

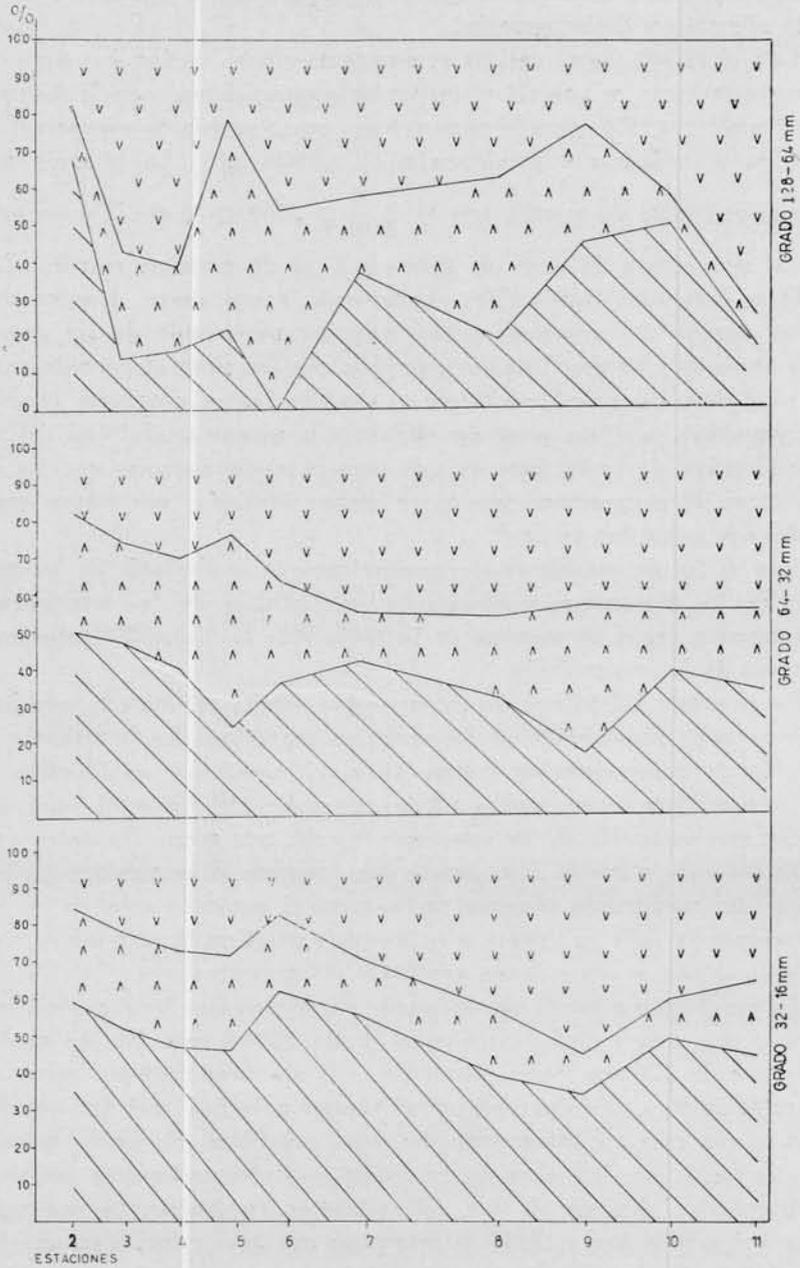


Fig. 7. Litología según grados. Mismos símbolos que para la figura 6

abundantes que los rosados, especialmente en las tres estaciones iniciales y las dos finales. En las otras estaciones, la relación puede ser pareja o aun invertida (estaciones 5, 6, 8 y 9), lo que, *prima facies*, podría deberse a aportes locales o a acción selectiva de la corriente. En resumen, parecería que para este grado los granitos rosados son menos resistentes que los grises.

El grado 64-32 mm se asemeja bastante a la composición total de las gravas. Las rocas no graníticas tienden, como siempre, a disminuir aguas abajo, pero son más abundantes que en el grado anterior. Con respecto a las rocas graníticas, hay predominancia de granitos grises en las cinco estaciones finales, pero los granitos rosados predominan en las estaciones 2 y 5.

El grado 32-16 mm se caracteriza por la mayor abundancia de rocas no graníticas, cuyo porcentaje medio es cercano a un 50 %. Se nota, además, una gradual disminución de estos componentes aguas abajo, pero la variación es poco marcada, por lo que parecería que, dentro de estos límites dimensionales, las rocas no graníticas se hacen más estables. En cuanto a las rocas graníticas, se mantiene el predominio, acentuado con el transporte, de los granitos grises; sólo en las estaciones 2, 3 y 6 llegan a predominar de manera marcada los granitos rosados.

A título informativo, puede señalarse que el grado 16-8 mm, según los pocos datos de que disponemos, muestra un predominio aún mayor de las rocas no graníticas, que generalmente constituyen más del 60 % e incluso llegan a alcanzar la totalidad del grado en algunas estaciones.

En resumen, pueden obtenerse las siguientes conclusiones:

- a) Las rocas no graníticas — esencialmente dacitas, lamprófiro y hornfels — parecen ser más débiles a la abrasión y rotura del transporte que las rocas graníticas. Por ello, tienden a concentrarse en los grados de límites menores de las gravas, donde sus dimensiones más reducidas — o la incorporación en ellos por continuos aportes derivados de la destrucción de elastos mayores — posibilita su permanencia e inclusive su concentración.
- b) Por el hecho de ser más resistentes las rocas graníticas, ellas se van concentrando aguas abajo.
- c) Las estaciones 6 y 7 marcan una mayor proporción de elementos no graníticos, atribuibles al aporte del río Aguas Negras y/o a la contribución de los terrenos terciarios.

- d) Aun fuera del ámbito serrano (estaciones 8 a 11) hay fluctuaciones en el contenido de rocas no graníticas. Estos cambios composicionales pueden ser el reflejo de ciertas propiedades hidrodinámicas de los clastos.
- e) Las rocas graníticas parecen fragmentarse en los afloramientos en trozos mayores que las no graníticas, lo que, unido a su mayor resistencia, asegura su predominancia en los grados mayores de las gravas.
- f) Los granitos grises, supuestamente magmáticos, son más resistentes que los rosados y por esta razón tienden a concentrarse en el sentido del transporte.

Aparte de estas conclusiones, resulta también evidente que la composición litológica de las gravas queda insuficientemente o deficientemente expresada cuando se la estudia en un solo grado (compárese Plumley, 1948). Un análisis limitado a los tamaños mayores registrará una abundancia exagerada de los componentes más resistentes; inversamente, los grados menores marcarán un exceso de las rocas más fácilmente fragmentables. Para las gravas del río Sarmiento, se ha encontrado que el grado 64-32 mm es el que mejor sirve para reflejar la composición global. Es posible que en todo depósito pefítico exista igualmente un grado más adecuado que los otros para un estudio aproximado de la litología del conjunto.

Téngase presente que nuestras conclusiones son aplicables a la litología descripta, en la que faltan rocas blandas, como calizas, que evolucionan y desaparecen de los depósitos con gran rapidez.

8. MORFOLOGIA DE LOS CLASTOS

La determinación de la "forma" de los clastos es una cuestión que, en general, todavía no parece haber sido resuelta. Numerosos investigadores se han ocupado de este problema sedimentológico (Wentworth, 1922; Wadell, 1932, 1934; Krumbein, 1941 *a*, 1941 *b*, 1942; Cailleux, 1945, 1946, 1947, 1952; Pettijohn, 1957; Konzewitsch, 1961 y muchos más), con la consiguiente proliferación de los criterios propuestos para encarar este estudio, que tiene importancia en relación con el comportamiento dinámico de los clastos, como ya lo señalara Flemming (1965).

Las dificultades estriban en que, para aprehender el concepto de forma de los elastos, se suelen aplicar variadas determinaciones que, si bien a veces están relacionadas entre sí, no abarcan por completo la complejidad del problema y por consiguiente suministran soluciones parciales. Las determinaciones de "forma" que más se utilizan actualmente son las siguientes:

- 1) La clasificación de los elastos en base a su parecido con modelos geométricos; es lo que en este trabajo denominamos con el nombre de *geometricidad*.
- 2) La determinación de la altura relativa de los elastos; esta propiedad suele llamarse achatamiento, pero con miras a unificar la terminología, variada según los idiomas, proponemos que en lo sucesivo se la designe con el nombre de *platicidad*.
- 3) La comparación numérica de la forma de los elastos con la de una esfera, que se toma como patrón. Es lo que corrientemente se denomina *esfericidad* (Wadell, 1932, 1933).
- 4) La medición del grado de redondeamiento de las aristas, propiedad que se llama *redondez* (Wentworth, 1919), y que por lo general está directamente vinculada con la anterior, aunque también puede ser independiente de ella.

El concepto de "forma" involucra, indudablemente, a todas estas determinaciones, pero se ha hecho tan ambiguo que a menudo se emplea con significados distintos; así, algunos sedimentólogos de habla inglesa al hablar de *shape* se refieren exclusivamente a la geometricidad (Bluck, 1964), en tanto que para otros *shape* es sinónimo de esfericidad (Wadell, 1932; Pettijohn, 1957).

Aparte de las citadas, existen algunas determinaciones más (Sneed y Folk, 1958; Thébault, 1963, 1964 a, 1964 b), pero para los fines de la presente investigación nos limitaremos a las mencionadas, que son las de uso más generalizado. Salvo la redondez, las tres primeras determinaciones de la lista se basan en las relaciones que guardan entre sí las tres dimensiones fundamentales de los elastos, es decir, los parámetros *a*, *b*, y *c*, por lo que su cálculo deriva de los mismos datos fundamentales. No obstante esto, los índices resultantes suministran valores basados en escalas diferentes, por lo que la comparación entre ellos no siempre tiene el mismo significado.

9. GEOMETRICIDAD

En el presente trabajo, designamos con el nombre de *geometricidad* de los clastos el grado de parecido o semejanza que presentan con cuerpos geométricos que sirven de patrones de comparación. En cierto modo, esta propiedad es similar a la esfericidad, salvo que para ésta se emplea una esfera como modelo de referencia. Entendemos que la *geometricidad* está relacionada con la esfericidad, pero a menudo es distinta de ésta; en efecto, puede apreciarse en las curvas de esfericidad de Krumbein (1941) que para un valor determinado pueden corresponder dos o tres aproximaciones geométricas distintas. Por otro lado, la *geometricidad* está vinculada con la *platicidad*.

Para estudiar la *geometricidad* se ha seguido el criterio de Zingg (1935), quien distingue cuatro tipos o patrones fundamentales de forma, según las relaciones entre los tres ejes de los clastos: *ecuanter* (podría llamarse también *cúbico*), *oblado* (esferoide achatado en el sentido del eje polar), *prolado* (esferoide alargado en el sentido del eje polar) y *laminar* (que también podría llamarse *tabular*), en el que las tres dimensiones son distintas.

Todos los clastos de las gravas del río Sarmiento fueron clasificados dentro de esos cuatro tipos fundamentales, según las relaciones b/a y c/b (Zingg, 1935). Los resultados se muestran en la tabla IV y en la figura 9.

Según estos datos, predominan las formas *obladas*, seguidas de las *ecuanteras*, después las *proladas* y finalmente, con menor representación, las *laminares*. Esto último no es extraño, pues sabemos en base al estudio litológico que son escasas las rocas de marcada *fisilidad*, que son las que, al *henderse* fácilmente, suministran trozos *lajosos*.

Como al determinar la *geometricidad* se marcó cada clasto con un punto en el *ábaco* de Zingg (1935), pareció conveniente, sobre esta base, construir un *diagrama de frecuencia*, similar a los que se emplean para estudios de *petrofábrica*, con el objeto de mostrar gráficamente la *distribución y concentración* de las distintas formas. Los resultados obtenidos se representan en la figura 8.

Puede apreciarse que la *máxima concentración* (mayor del 4%) comprende un *área* que cae sobre el *límite* entre las formas *ecuanteras* y *obladas*, e incluso llega a la *intersección* que delimita los cuatro campos. Expresados de otra manera: las gravas del río Sarmiento tienen mayor abundancia de clastos cuya *geometricidad* se aproxima a la de un *cuubo*, algo *achatado* o *comprimido*; un número menor corres-

TABLA IV
Geometricidad de los clastos (en %)o

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Grava total.....	15	33	35	30	33	26	35	35	31	41	31,4
Ecuantes.....	15	33	35	30	33	26	35	35	31	41	31,4
Prolados.....	19	17	18	21	26	22	22	22	16	28	21,1
Oblados.....	44	35	36	40	26	38	32	31	41	23	34,6
Laminares.....	22	15	11	9	15	14	11	12	12	8	12,9
Grado 128-64 mm	29	50	46	67	37	16	38	32	25	17	35,7
Ecuantes.....	29	50	46	67	37	16	38	32	25	17	35,7
Prolados.....	21	21	15	22	18	16	6	9	1	50	17,9
Oblados.....	21	29	39	11	36	53	56	36	58	17	35,6
Laminares.....	29	—	—	—	9	15	—	23	16	16	10,8
Grado 64-32 mm.	11	11	43	29	34	32	39	25	28	40	29,2
Ecuantes.....	11	11	43	29	34	32	39	25	28	40	29,2
Prolados.....	21	14	19	26	32	13	25	20	11	27	20,8
Oblados.....	47	50	30	45	19	42	26	43	48	23	37,3
Laminares.....	21	25	8	—	15	13	10	12	13	10	12,7
Grado 32-16 mm.	10	37	28	35	32	26	30	40	34	45	31,7
Ecuantes.....	10	37	28	35	32	26	30	40	34	45	31,7
Prolados.....	15	17	14	16	24	23	20	28	23	26	20,6
Oblados.....	60	33	42	37	30	40	35	23	32	25	35,7
Laminares.....	15	13	16	12	14	11	15	9	11	4	12,0

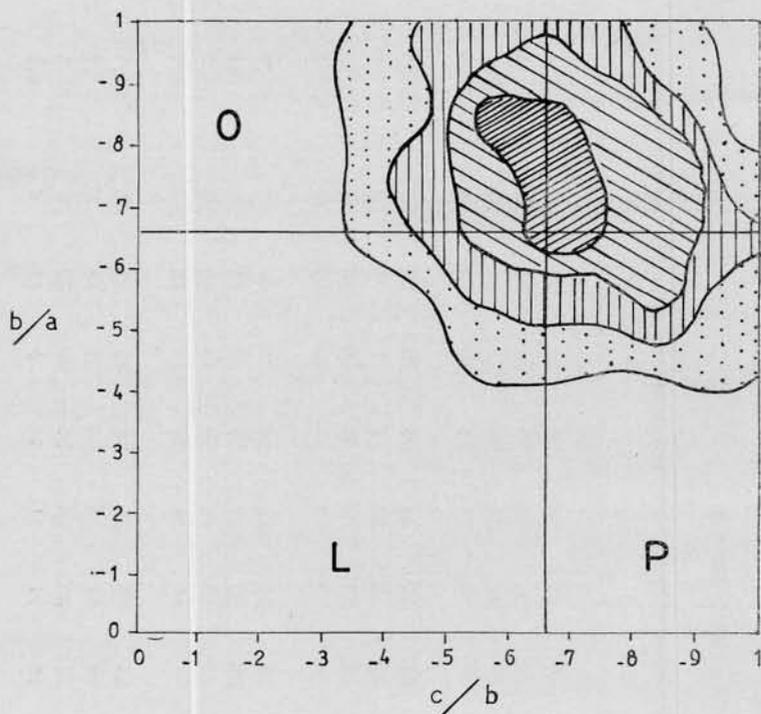


Fig. 8. — Diagrama de frecuencia de geometricidad. Contornos de 4^o%, 3^o%, 2^o% y 1^o% por área de 1%. Total de 2300 clastos

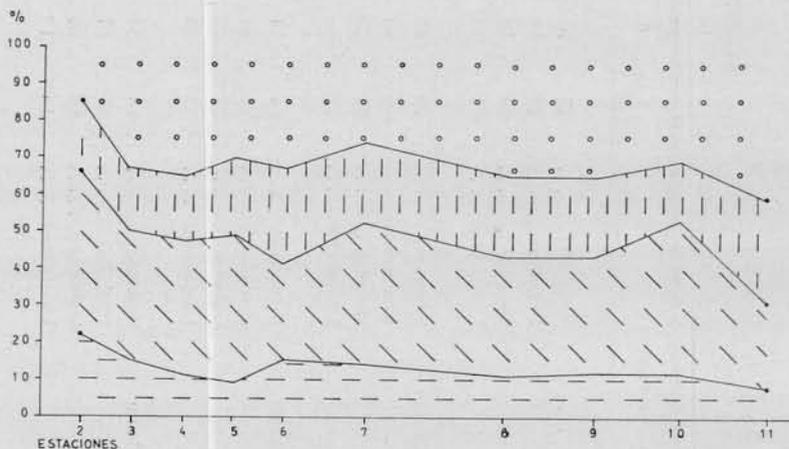


Fig. 9. — Geometricidad total. Círculos: clastos ecuanter; líneas verticales: clastos prolados; líneas diagonales: clastos oblongos; líneas horizontales: clastos laminares.

ponde a cubos ligeramente alargados. En torno a este máximo, en forma concéntrica, se disponen anillos de porcentajes cada vez menores, o sea formas que por su achatamiento o su alargamiento se alejan cada vez más de un cubo. Se notará asimismo que faltan clastos con valores extremos, es decir, muy achatados, alargados o laminados, lo que determina que grandes porciones de los campos correspondientes estén vacíos. Por el contrario, el campo reducido de las formas ecuanteras está uniformemente poblado.

Ignoramos si el diagrama de frecuencia puede tener o no valor diagnóstico, por cuanto no estamos enterados de que hayan sido realizados por otros autores, con excepción de Krumbein (1942) que compara dos muestras entre sí mediante el diagrama, pero sin trazar curvas de frecuencia. Cabe, empero, la posibilidad de que, con gravas de litología similar, estos diagramas puedan resultar un espectro de distribución de geomericidad, en los que la concentración de máximos en distintos campos pueda servir para distinguir distintos tipos genéticos de gravas. Esta posibilidad merece ser explorada en el futuro.

Como primera conclusión, puede asentarse que las gravas del río Sarmiento tienen una geomericidad que las aproxima a la forma cúbica, pero con ligero predominio de uno o dos ejes, de modo que se asemejan a elipsoides de rotación algo achatados o alargados o bien elipsoides de tres ejes. Estas formas de los clastos fluviales ya han sido reconocidas desde antiguo por la observación popular. En lengua castellana, los nombres muy gráficos de almendras y peladillas vienen usándose desde el siglo XVI para designarlos (Corominas, 1961). Además, se cuenta con los vocablos necesarios para designar otras formas: así, rollos son los guijarros cilíndricos (tipo prolado de Zingg) y morros, los cantos rodados esféricos, o sea, ecuanteras. Nuestros resultados no hacen más que confirmar la capacidad de observación del pueblo. Las fotografías de las figuras 11, 12 y 13 permiten apreciar la geomericidad de clastos de distintos tamaños.

En la figura 9, donde se ha representado la distribución de la geomericidad por estaciones, puede apreciarse que, a lo largo de todo el perfil, los clastos laminares son los menos abundantes; sólo adquieren un porcentaje algo elevado en la estación 2, lo que sin duda se debe a la presencia en ese sitio de una importante porción de rocas no graníticas. Se nota, además, que los clastos laminares decrecen aguas abajo, fenómeno que puede deberse o a la destrucción o a la dilución por aportes graníticos. Hay, sin embargo, un ligero aumento en las estaciones 6 y 7, que es un simple reflejo de la contribución metamórfica del río Aguas Negras y de los sedimentos calchaqueños. De allí

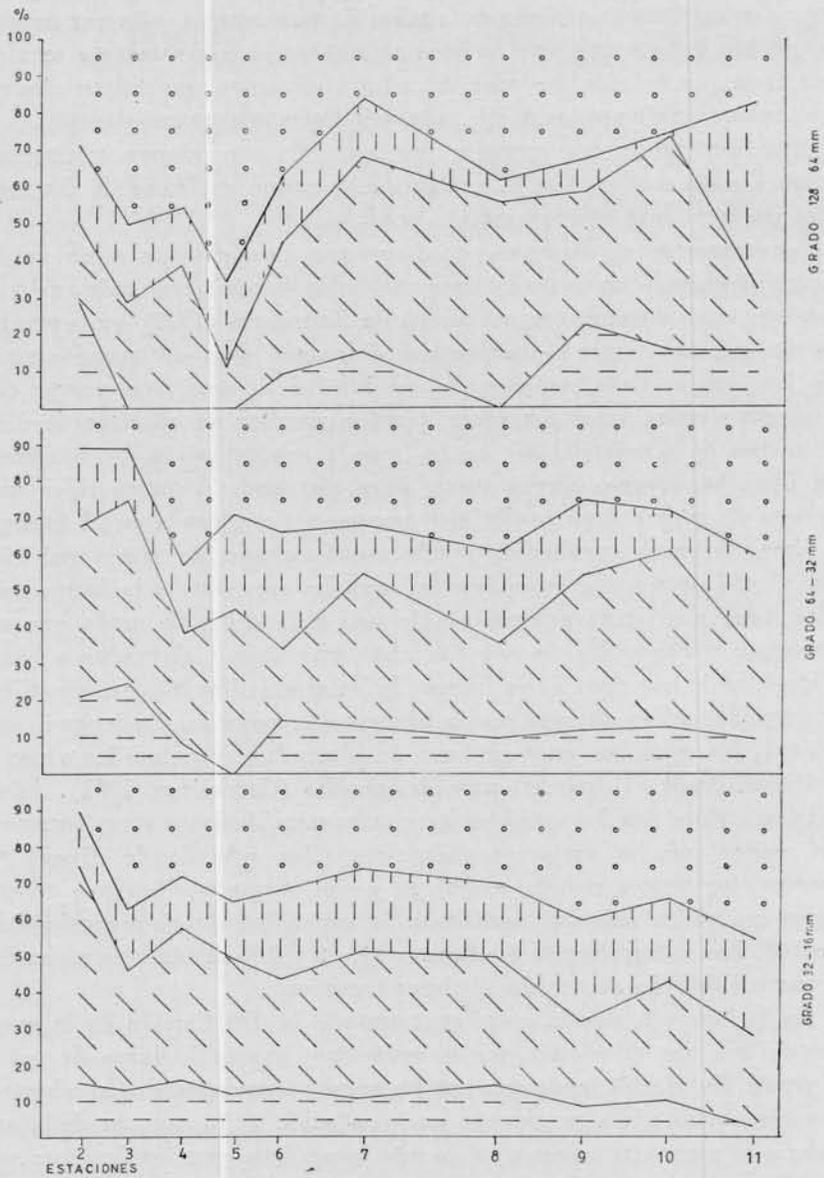


Fig. 10. -- Geometricidad según grados. Mismos símbolos que para la figura 9

en adelante hay una leve pero continuada disminución de este tipo de clastos, que en esta parte del curso debe atribuirse a destrucción mecánica, pues ya ha cesado la contribución granítica de la sierra.

Los clastos ecuanes tienden a aumentar a lo largo del curso, pero en forma muy leve y con algunos altibajos (estaciones 5, 7 y 10). Con todo, como su porcentaje crece a partir de la estación 7, puede interpretarse dicho aumento como resultado de la abrasión (que tendería

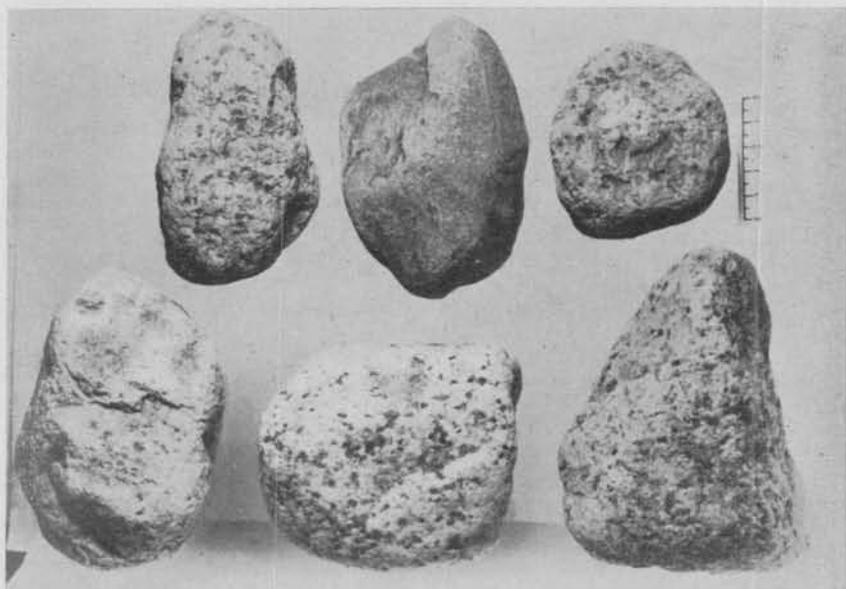


Fig. 11. — Clastos del grado 128-64 mm. Estación 4

a reducir los ejes mayores de los individuos prolados, o los ejes ecuatoriales de los oblados), o bien como una selección durante el transporte, ya que los clastos ecuanes son los que, en principio, pueden rodar más lejos. Por su parte, los clastos prolados constituyen una población estable, que no registra mayores variaciones. En general, pues, salvo en los sitios donde hay concentración de rocas no graníticas, el conjunto de las cuatro formas geométricas es bastante constante, y el río, aparentemente, no ha tenido posibilidad de ir seleccionando claramente las gravas en base a la geometricidad.

Resulta también interesante comparar el comportamiento de la geometricidad en los distintos grados, según se muestra en la tabla IV

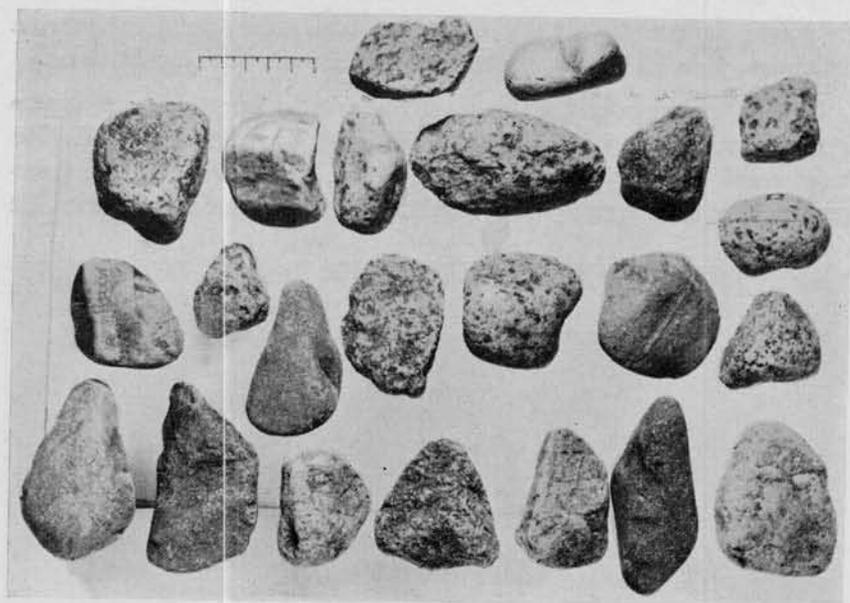


Fig. 12. — Clastos del grado 64-32 mm. Estación 4

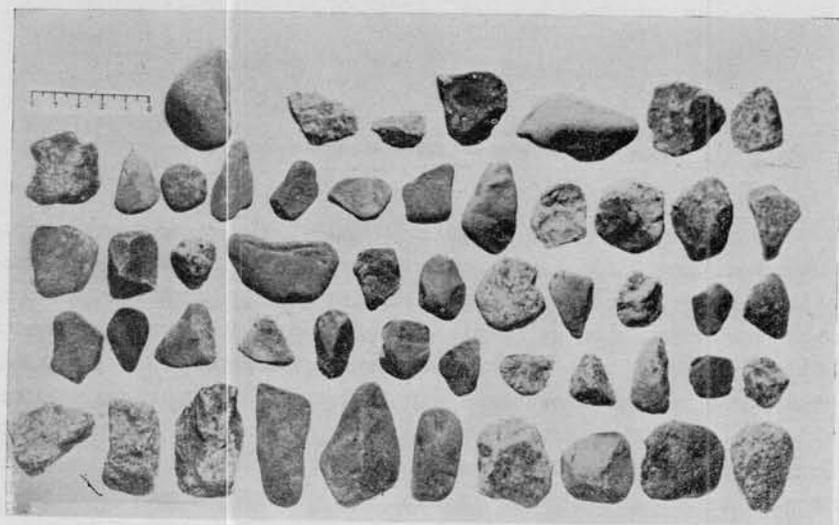


Fig. 13. — Clastos del grado 32-16 mm. Estación 4

TABLA V
Geometricidad de Rocas graníticas (en por ciento)

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Ecuantes	29	49	48	43	48	37	39	41	42	48	42,4
Prolados	21	19	14	24	25	19	24	20	16	22	20,4
Oblados	45	29	32	30	23	37	30	30	32	23	31,1
Laminares . . .	5	3	6	3	4	7	7	9	10	7	6,1

y en la figura 10. En el grado 128-64 mm hay una disminución de los clastos laminares, que incluso faltan por completo en algunas estaciones; los ecuantes demuestran un ligero aumento, pero su distribución en las estaciones no concuerda con la distribución general, pues tienden a disminuir aguas abajo; además, hay estaciones "anómalas", como la 5, donde se hacen francamente predominantes. Los clastos prolados mantienen su regularidad relativa en las estaciones altas (2 a 7), pero luego disminuyen notablemente y, por fin, se hacen dominantes en la estación 11. Los clastos oblados mantienen una distribución similar a la general, salvo en la estación 2, donde están muy disminuidos.

El grado 64-32 mm y el grado 32-16 mm muestran aumentos de los clastos ecuantes aguas abajo, una distribución pasiva de los clastos prolados, una disminución muy leve de los clastos oblados y laminares en el sentido de la corriente, con diversas excepciones.

Con el objeto de tratar de comprender mejor la distribución de la geometricidad, se la ha calculado también para las rocas graníticas exclusivamente (tabla V y figura 14).

En primer lugar, se advierte que el porcentaje de clastos ecuantes ha aumentado con respecto a los datos anteriores. Se nota, además, que estos clastos aumentan hasta la estación 7, donde disminuyen, y luego vuelven a aumentar hasta la estación final. Se comprueba nuevamente que hay en la estación 7 una rotura de la distribución, que tal vez se deba a la incorporación de clastos graníticos con distinta geometricidad, provenientes de los conglomerados calchaqueños.

Los clastos graníticos prolados, como en los casos tratados anteriormente, constituyen una porción más bien indiferente, al igual que los

laminares, que aunque están muy reducidos en número no manifiestan tendencia a decrecer aguas abajo. En cuanto a los clastos oblados, se aprecia que tienden a disminuir en el sentido de la corriente, salvo que son reforzados en la estación 7, a partir de la cual vuelven a decrecer.

Aunque no transcribimos los resultados para no aumentar en demasía el presente trabajo, mencionaremos que se estudió también la distribución de la geomericidad en los distintos grados de las rocas graníticas. Sólo debemos destacar, en este sentido, que el mayor porcentaje de clastos ecuanter está concentrado en el grado 32-16 mm.

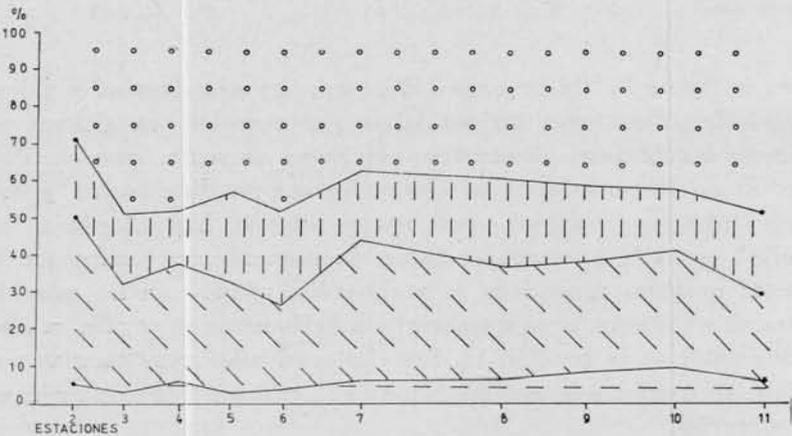


Fig. 14. — Geomericidad de clastos graníticos. Mismos símbolos que para las figuras 9 y 10

Sobre la base de los datos y consideraciones precedentes, se pueden extraer las siguientes inferencias:

- a) Los clastos predominantes son los oblados y ecuanter, seguidos de los prolados y, en menor proporción, de los laminares.
- b) La mayoría de los clastos se encuentran cerca de los límites numéricos que separan las distintas geomericidades, o sea que difieren poco entre ellos.
- c) Aparentemente, el río Sarmiento ha efectuado una selección pobre en base a la geomericidad, lo que tal vez se deba, por un lado, a la semejanza de los clastos, y por el otro, al flujo rápido y turbulento de la corriente.
- d) Los clastos ecuanter muestran una leve tendencia a aumentar aguas abajo, y los oblados a disminuir; los otros dos tipos son más o menos estables.

- e) El grado 128-64 mm exhibe una tendencia contraria en la evolución de los clastos ecuanes, e igualmente inversa es la de los oblados.
- f) La geomericidad está afectada por la litología, como era dable suponer; las rocas graníticas muestran el predominio de los clastos ecuanes, que además tienden a aumentar en el sentido del transporte.
- g) El estudio de la geomericidad confirma la irregularidad detectada en la estación 7 por medio del análisis mecánico y de la litología. La irregularidad se atribuye a la incorporación de clastos de otra geomericidad, especialmente de los oblados, que se suponen derivados de los depósitos psefíticos terciarios.

10. PLATIDAD

Con el nombre de *plátidad* (derivado del griego $\pi\lambda\alpha\tau\upsilon\varsigma$, ancho, amplio, que por medio del latín vulgar *plattus* — Corominas, 1961 — originó chato en castellano, *plat* en francés, etc.) designamos la propiedad que ha sido llamada *flatness ratio* o *flatness* en inglés, índice *d'émoussé* en francés e índice de achatamiento en castellano. La propuesta del nuevo término aspira a implantar una nomenclatura uniforme en las distintas lenguas.

La plátidad fue investigada originariamente por Wentworth (1922), quien suministró la fórmula fundamental de lo que él llamó *flatness ratio*, expresada mediante la ecuación $F.R = \frac{A+B}{2C}$. Posteriormente, Zingg (1935) también consideró esta propiedad, pero la caracterizó mediante la relación $\frac{c}{b}$. Aparentemente, la plátidad no gozó del favor de los sedimentólogos, pues casi ninguno la empleó en sus investigaciones. Sin embargo, en 1947, Cailleux, bajo el nombre de índice *d'émoussé*, resuelve aplicarla sobre la base de la fórmula de Wentworth.

Nosotros hemos seguido el mismo criterio para el cálculo de la plátidad; los resultados se registran en la tabla VI y además están ilustrados en la figura 15.

Los valores de plátidad varían entre 1,59 y 2,37 (recuérdese que un cubo o una esfera tendrían una plátidad de 1, y que cuanto más

TABLA VI:
Valores de platicidad

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Grava total.....	2,19	1,89	1,90	1,80	1,72	1,91	1,80	1,85	1,78	1,66	1,850
Clastos graníticos.....	1,89	1,69	1,80	1,61	1,62	1,73	1,67	1,81	1,66	1,26	1,674
Clastos no graníticos.....	2,79	2,30	2,09	2,18	2,02	2,26	2,07	1,91	1,98	1,79	2,139
Grado 128-64 mm.....	1,90	1,78	1,86	1,72	1,68	2,02	1,97	2,01	1,70	1,75	1,839
Grado 64-32 mm.....	2,37	2,00	1,82	1,87	1,71	1,90	1,70	1,83	1,78	1,64	1,862
Grado 32-16 mm.....	2,31	1,90	2,03	1,80	1,77	1,80	1,74	1,71	1,86	1,59	1,851

elevado es el índice resultante más achatado es el clasto). El valor promedio total es de 1.85.

La curva de platidad total registra una fuerte caída de la estación 2 a la 6; en la 7, el índice se eleva, lo que confirma la interpretación dada a la geométricidad, donde habíamos demostrado que en ese sitio se incorporan clastos oblatos como posible contribución detrítica de los terrenos terciarios y del río Aguas Negras. De la estación 7 en adelante, la curva de platidad vuelve a descender hasta la estación final.

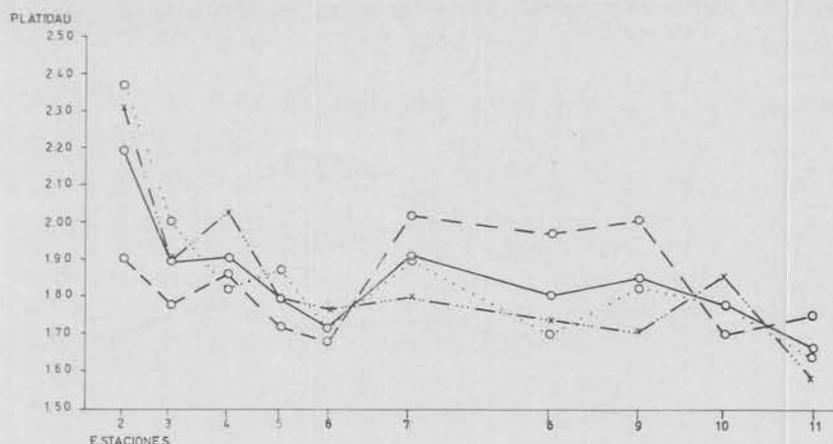


Fig. 15. — Platidad total y por grados. Línea entera: platidad total; línea cortada: grado 128-64 mm; línea punteada: grado 64-32 mm y línea rayada y punteada: grado 32-16 mm.

Resulta también interesante la inspección de la platidad en los distintos grados granulométricos. En el grado 128-64 mm la platidad es menor que la correspondiente a la totalidad del depósito; además, se nota que en los tramos iniciales del río (estaciones 2 a 6) los clastos son menos achatados, pero en cambio se achatan entre las estaciones 7 y 9, por la razón mencionada más arriba. Por su parte, las curvas correspondientes a los grados 64-32 mm y 32-16 mm muestran buena concordancia con la curva de la platidad total, salvo que los clastos son más achatados, especialmente entre las estaciones 2 y 5, aunque de la estación 7 en adelante los índices disminuyen, por lo que los valores medios de esos grados son más elevados que los de platidad total.

Para tratar de verificar el comportamiento diferencial de las rocas se ha calculado también, separadamente, la platidad del material gra-

nítico y del no granítico, según se aprecia en la tabla VI y en la figura 16. Se observa de inmediato que las rocas no graníticas tienen índices mayores, es decir, son más chatos que las rocas graníticas, lo cual es sin duda reflejo de un factor hereditario (control estructural). En el tramo alto del río (estaciones 2 a 6), las rocas no graníticas se hacen rápidamente más "cúbicas", ya sea por abrasión diferencial, por rotura o por selección del transporte. En la estación 7, como siempre, se detecta la aparición de elastos más chatos, y a partir de allí la platitude disminuye aguas abajo, en función prácticamente lineal. La curva correspondiente a las rocas graníticas es similar a la

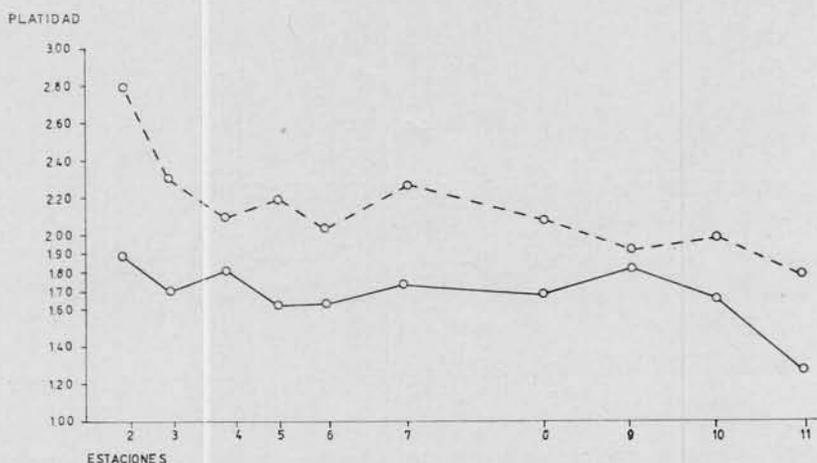


Fig. 16. — Platitude según litología. Línea entera: rocas graníticas; línea cortada: rocas no graníticas

anterior, pero al parecer el detrito de esta naturaleza "nace" más "cúbico" y, salvo en las estaciones finales, el efecto del transporte sobre la platitude es menos marcado.

Como dato de interés, señalaremos que también hemos comparado los dos tipos reconocidos de granitos para verificar si su comportamiento es similar. Hemos encontrado que los granitos rosados son menos chatos (platitude promedio: 1,647) que los granitos grises (platitude promedio: 1,757). El menor achatamiento de los granitos rosados es manifiesto de la estación 5 hasta el fin del curso; en cambio, entre las estaciones 2 y 4 su comportamiento es errático, pero por lo general son más achatados que los grises. En base a esto, parecería que los granitos rosados son más susceptibles a hacerse "cúbicos" bajo los efectos del transporte.

Generalizando sobre los datos y observaciones precedentes, es posible asentar las siguientes conclusiones:

- a) La platidad parece ser una medición muy sensible para determinar las variaciones de los clastos a lo largo de un curso fluvial.
- b) Los valores de la platidad tienden a disminuir en el sentido del transporte, o sea que los clastos van haciéndose más isométricos.
- c) La variación de la platidad tiende a una función lineal, que se hace más evidente cuando se consideran clastos de una determinada litología.
- d) No se aprecian relaciones definidas entre la platidad de los distintos grados, por lo que parecería que esta propiedad es más o menos independiente del tamaño, ya que los clastos intermedios (64-32 mm) son más chatos que los mayores (128-64 mm) o los menores (32-16 mm).
- e) La platidad es también útil para detectar la incorporación de clastos derivados de otros depósitos o aportados por afluentes.
- f) La platidad es sensible para caracterizar diferencias entre rocas similares, como por ejemplo los dos tipos de granitos que hemos reconocido.

11. ESFERICIDAD

Esta propiedad (Wadell, 1932) fue calculada por interpolación en las curvas de igual esfericidad trazadas por Krumbein (1941) sobre el diagrama de Zingg (1935).

En la tabla VII se registran los valores correspondientes a la esfericidad total, la de los clastos graníticos y la de cada uno de los grados estudiados; las figuras 17 y 18 presentan en forma gráfica estos resultados.

Puede apreciarse que la esfericidad media aumenta aguas abajo, pero este aumento es poco marcado y, además, presenta oscilaciones. Algunas, como la de la estación 6 (en parte) y la de la 7, pueden explicarse por la incorporación de rocas metamórficas (río Aguas Negras) y de clastos de pefitas terciarias, en plena concordancia con las irregularidades detectadas en el análisis de granulometría, geometricidad y platidad; otras, en cambio, como la de la estación 9, carecen de explicación evidente. Por lo demás, se nota que la esfericidad

TABLA VII
Valores de esfericidad

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Grava total676	.686	.685	.716	.707	.693	.714	.697	.726	.739	.7039
Clastos graníticos724	.704	.704	.748	.730	.721	.732	.713	.751	.715	.7242
Grado 128-64 mm720	.664	.678	.715	.720	.674	.702	.691	.762	—	.7029
Grado 61-32 mm643	.686	.710	.717	.698	.699	.717	.711	.721	.731	.7033
Grado 32-16 mm666	.709	.669	.715	.724	.708	.725	.710	.696	.748	.7070

aumenta rápidamente en los tramos altos del río (estaciones 2 a 5) y también en los finales (estaciones 10 y 11); entre esos dos extremos se patentiza que el material detrítico tiene esfericidad ligeramente menor.

La esfericidad correspondiente a las rocas graníticas muestra que, en promedio, es más elevada, o sea que estos componentes líticos son más esféricos que los no graníticos, lo que ya quedó igualmente demostrado en el estudio de platitud. Salvo sus mayores valores, la curva de esfericidad de las rocas graníticas concuerda con la de la esfericidad total, excepto en la estación 2 (un valor alto frente a uno bajo)

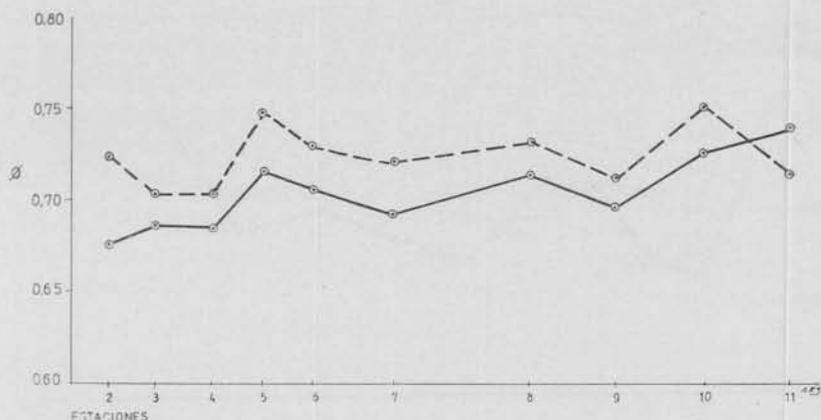


Fig. 17. — Curvas de esfericidad. Línea gruesa : esfericidad total ; línea cortada : esfericidad de clastos graníticos

y en la estación 11, que presenta una caída brusca, presumiblemente causada por rotura de clastos, pues en los tramos finales del río se observó un aumento de “redondos partidos” (Bretz, 1929).

Aunque no transcribimos los resultados, podemos señalar que, en general, los granitos rosados tienen una esfericidad algo mayor que los granitos grises.

Resulta también interesante comparar la variación de la esfericidad en los tres grados granulométricos estudiados. Se observa de inmediato que, salvo casos aislados (estaciones 2 y 10), el grado de mayores dimensiones (128-64 mm) es el que presenta la esfericidad más baja, en tanto que el grado más pequeño (32-16 mm) es el que con frecuencia posee los clastos más esféricos; los valores promedios de los grados muestran claramente estas singularidades. Nuestros hallazgos im-

plican aparentemente una contradicción con los resultados de otros autores (compárese Pettijohn, 1957), quienes han encontrado una relación directa entre esfericidad y tamaño, es decir, que los clastos mayores son los más esféricos.

En el capítulo de conclusiones generales volveremos sobre estas cuestiones, pero aquí agregaremos que el grado mayor es también el más irregular, en tanto que los otros dos ofrecen una curva más regular, que en buena parte concuerda con la de esfericidad total. Se notará, además, que hay cruces en las curvas de los tres grados, espe-

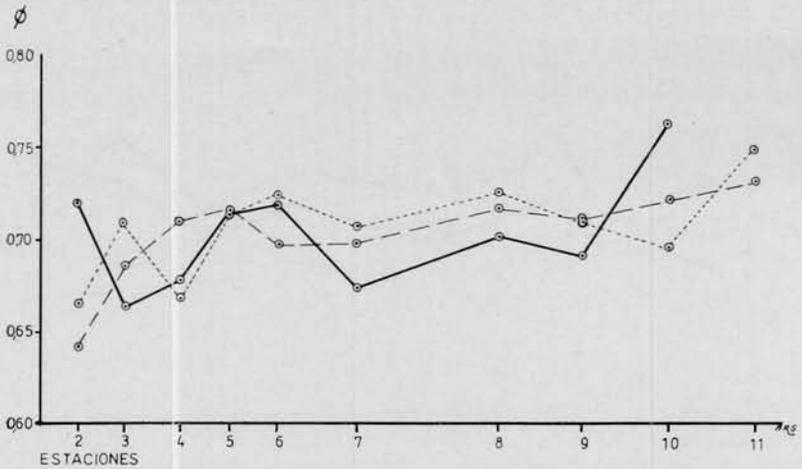


Fig. 18. — Esfericidad según grados. Línea entera : grado 128-64 mm ; línea cortada : grado 64-32 mm ; línea punteada : grado 32-16 mm

cialmente de los dos menores, pues a veces el grado 32-16 mm es el más esférico, a veces el intermedio (64-32 mm). Otro hecho que se destaca claramente es la caída de la esfericidad en la estación 7, la cual es más acentuada para el grado mayor.

Mencionaremos también, al pasar, que hay diferencias en el comportamiento de los dos tipos de granitos en los distintos grados. En el grado 128-64 mm — el más irregular —, la esfericidad de los granitos grises es inicialmente alta y va disminuyendo gradualmente hasta la estación 11, salvo un aumento notable en la estación 10; para los granitos rosados, las irregularidades son muy marcadas, con fuertes caídas de la esfericidad en las estaciones 3, 4 y 10. Los grados 64-32 mm y 32-16 mm presentan curvas de esfericidad más regulares y semejantes a las de la esfericidad total, pero mientras en los granitos grises

tiende a disminuir ligeramente o a mantenerse constante, en los granitos rosados se nota un perceptible aumento aguas abajo. También dentro del grupo litológico de granitos no se ha encontrado una relación directa entre esta propiedad y el tamaño, de modo que el grado menor o el intermedio son los menos esféricos, aunque a veces esta situación se invierte en algunas estaciones.

Según todos estos resultados, pueden extraerse las siguientes inferencias:

- a) La esfericidad promedio se mantiene más o menos constante a lo largo del curso del río, con una ligera tendencia a aumentar aguas abajo. Lo mismo sucede con la esfericidad de las rocas graníticas. Pareciera, por lo tanto, que en nuestro caso la esfericidad es menos sensible que la platicidad. Es posible que los valores de esfericidad, tal cual se obtienen por el método de intersección de Krumbein (1941) no alcancen a evaluar correctamente la variación de esta propiedad. Entendemos que es éste un problema que merece ser investigado sobre nuevas bases.
- b) El aumento de la esfericidad parece ser más brusco en los tramos altos del río y luego tiende a aplanarse. Estos resultados ya han sido observados por otros autores, en especial Plumley (1948).
- c) Nuestros valores de esfericidad son algo más altos que los que registran otros investigadores.
- d) No se ha encontrado relación directa entre tamaño y esfericidad; incluso, se tiene a menudo una relación "inversa" pues los clastos más chicos son comúnmente los más esféricos.
- e) La esfericidad evoluciona de manera errática cuando se la estudia en forma parcial, es decir, por grados, por litología o por ambos.
- f) La esfericidad parece ser útil para distinguir entre el comportamiento de rocas afines, como en nuestro caso los dos tipos de granitos que hemos reconocido.
- g) Igualmente la esfericidad parece servir para detectar posibles contaminaciones detríticas, ya sea por aportes de afluentes o de formaciones sedimentarias erosionadas por la corriente.

12. REDONDEZ

La redondez fue determinada por el método bidimensional de Wadell (1932), que implica la proyección del área máxima de los clastos y la medición del radio del círculo inscripto y de los radios de curvatura de las aristas. Este procedimiento es largo y tedioso, pero lo hemos preferido al más usual de la apreciación visual de la redondez porque deseábamos reducir a un mínimo los elementos subjetivos. Con todo, debemos manifestar que el método de Wadell (1932) no escapa a un cierto grado de subjetividad, por cuanto no siempre es fácil ni posible establecer el número de ángulos o aristas que deben hacerse intervenir en las mediciones. En efecto, muchos clastos, en especial los pequeños, suelen presentar diminutas irregularidades superficiales, cuya inclusión en la ecuación de redondez depende de su relación con el perímetro total del clasto, pero que, en muchos casos, es una cuestión de criterio personal.

Los valores de redondez que hemos obtenido aparecen registrados en la tabla VIII; las figuras 19 y 20 muestran en forma gráfica las variaciones a lo largo del curso.

Puede apreciarse que esta propiedad, en los tramos altos del río, presenta valores bajos y que luego aumenta rápidamente hasta aproximarse a un valor límite, que es próximo a 0,550. Sin embargo, a partir de la estación 7 —y más especialmente a partir de la 9— se distingue una tendencia a la disminución de la redondez. Ignoramos a qué se debe este fenómeno, aunque se puede sospechar la intervención de la meteorización de los clastos.

Por su parte, la curva de la redondez media de las rocas graníticas es completamente similar a la de la redondez total, salvo que sus valores son más bajos, lo que indica que el redondeamiento de estos componentes líticos es inferior al de las rocas no graníticas.

En la figura 20 se ha representado la variación de la redondez media en los tres grados granulométricos investigados. En primer lugar, se observa que el grado 128-64 mm es el más errático, con altos y bajos pronunciados; pero, aparte de esto, llama la atención el hecho de que, salvo en las estaciones 7 y 9, este grado es el que tiene valor más inferior de redondez. También resulta notable el rápido aumento de esta propiedad en el tramo serrano del río, y su paulatina declinación en el tramo pedemontano. Los grados 64-32 mm y 32-16 mm son más regulares y muestran claramente el aumento brusco de la redondez en

TABLA VIII
Valores de redondez

Estaciones	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Promedio
Grava total356	.451	.439	.519	.488	.546	.492	.542	.509	.500	.4842
Clastos graníticos328	.429	.432	.492	.460	.532	.453	.542	.512	.494	.4674
Grado 128-64295	.411	.346	.504	.410	.674	.431	.591	.470	—	.4646
Grado 64-32338	.449	.461	.536	.519	.488	.517	.493	.487	.472	.4760
Grado 32-16436	.495	.510	.513	.510	.504	.528	.512	.572	.528	.5168

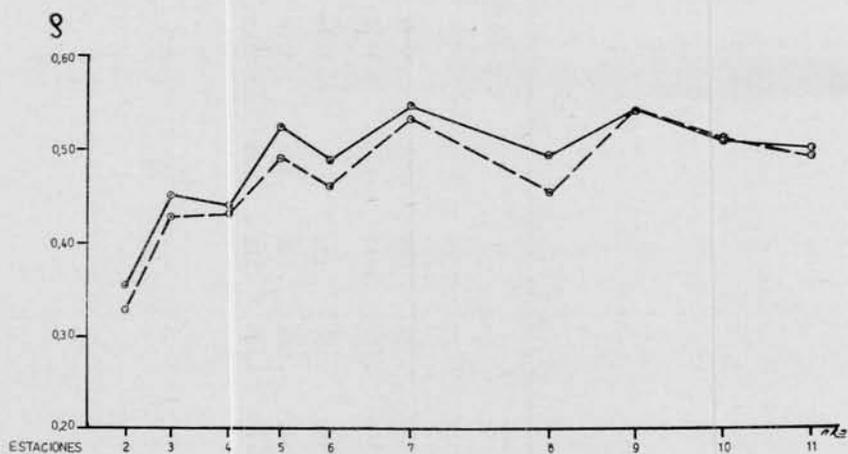


Fig. 19. — Curvas de redondez. Línea entera : redondez total ; línea cortada redondez de clastos graníticos

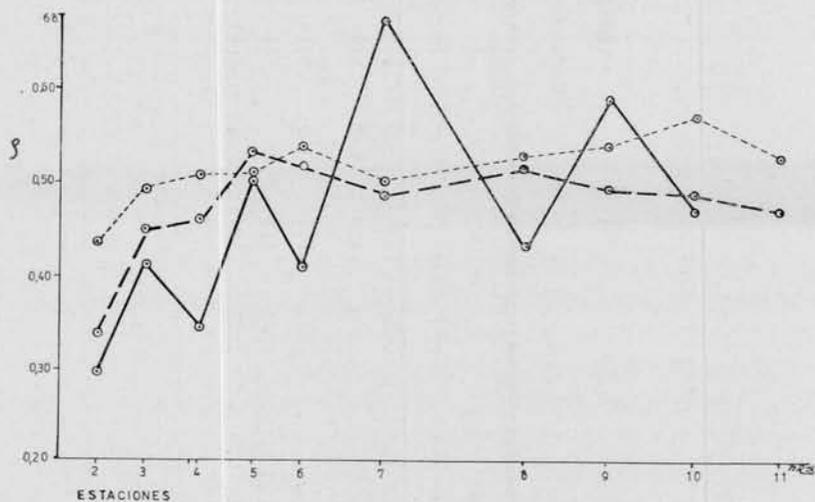


Fig. 20. — Redondez según grados. Línea entera : grado 128-64 mm ; línea cortada : grado 64-32 mm ; línea punteada : grado 32-16 mm

las primeras estaciones; luego, hay una suavización e incluso una ligera disminución en los tramos finales.

Un aspecto importante de esta confrontación es que, al igual de lo que sucede con la esfericidad, la redondez muestra una relación inversa con respecto al tamaño: en general, los clastos mejor redondeados son los más chicos, y a medida que el tamaño aumenta la redondez disminuye. Nuevamente, nuestros resultados discrepan con los obtenidos por muchos autores que se han ocupado de este tema (Krumbein, 1942; Pettijohn y Lundahl, 1943; Grogan, 1948; Plumley, 1948; etc.), quienes encuentran una relación directa entre tamaño de clastos y redondez.

Al igual que se hizo con la esfericidad, se efectuó una comparación de la redondez de los dos tipos de rocas graníticas que hemos reconocido. Los granitos rosados tienen una redondez superior a la de los grises, lo que concuerda con los datos de esfericidad. En ambos tipos litológicos, el grado 128-64 mm es el más errático, con fuertes alzas y bajas, mientras que los grados 64-32 mm y 32-16 mm repiten aproximadamente la curva de la redondez promedio, con marcado aumento en los tramos altos del río y luego una tendencia al aplanamiento de las curvas; empero, para los granitos rosados hay una disminución de la redondez en la estación 11, que no es observable en los granitos grises. Otra observación es de que en estos últimos la redondez aumenta a medida que disminuye la granulometría, mientras que en los granitos rosados el grado mejor redondeado es el intermedio (64-32 mm). Por fin, se demuestra que en la estación 7 hay incorporación de clastos graníticos bien redondeados, pertenecientes al grado 128-64 mm, en tanto que los otros dos grados no han sido afectados por este aporte.

En general, las conclusiones sobre redondez son en buena parte similares a las obtenidas en relación con la esfericidad, a saber:

- a) Valores bajos de redondez en los tramos altos del río, que aumentan rápidamente y luego se estabilizan en torno a un valor determinado.
- b) Ligera disminución de la redondez en los tramos finales del río, debida tal vez a meteorización *in situ* o a rotura de clastos.
- c) Mayor redondez de las rocas no graníticas que de las graníticas, o sea inversamente a la relación entre estas rocas y platicidad y esfericidad.
- d) Aumento de la redondez con la disminución del tamaño de los clastos, con ocasionales excepciones.

- e) Los dos tipos de rocas graníticas reconocidas tienen comportamiento diferente, con mayor redondez de los granitos rosados.
- f) Los valores de redondez presentan variaciones erráticas en algunos grados y litologías, al igual que otras propiedades.
- g) La redondez es también adecuada para identificar posibles contaminaciones.

13. CONSIDERACIONES GENERALES

Tras de haber analizado con cierto detalle las características granulométricas, litológicas y morfológicas de las gravas del río Sarmiento, resta retomar cada uno de los aspectos estudiados con el fin de establecer su significación con respecto a los problemas sedimentológicos generales. Además, se hace necesario obtener una visión de conjunto de la evolución de las propiedades consideradas, para lo cual se impone conocer sus relaciones mutuas y su vinculación con el curso mismo del río. Por ello, esta parte final está dedicada a tratar estas cuestiones.

TAMAÑO

A lo largo de los 37 kilómetros de recorrido estudiado del río Sarmiento, con un desnivel entre los extremos del orden de los 2.000 metros, no se aprecian cambios muy marcados en la composición granulométrica de las gravas.

La disminución de tamaño de las gravas aguas abajo, fenómeno conocido desde el siglo pasado y que según la ley de Sternberg (1875) se cumple de manera exponencial, es poco marcada en el río Sarmiento y está sujeta a perturbaciones. Algunas de estas perturbaciones pueden atribuirse a aportes de laderas y afluentes, a contribuciones de otras formaciones sedimentarias o a cambios de la pendiente, pero otras pueden deberse a meros accidentes del muestreo. No obstante estas complicaciones, se logran reconocer dos tramos del río en los cuales la ley de Sternberg tiende a cumplirse: el tramo de montaña (estaciones 2 a 7) y el tramo de bajada pedemontana (estaciones 7 a 11), en el cual el curso está labrado en sus propios depósitos fluviales. La estación 7 implica, pues, un accidente geográfico, geológico y sedimentológico, que disloca la tendencia a la disminución de tamaño.

Los cambios que hemos registrado a lo largo del curso son pequeños y saltuarios, lo que concuerda con los resultados de algunos autores (Plumley, 1948). Por otra parte, la poca variación granulométrica de las gravas parece demostrar que la competencia del río Sarmiento se mantiene prácticamente inalterada hasta la insumición final de las aguas de crecidas en los sedimentos porosos del cono aluvial.

Leopold, Wolman y Miller (1964) han comentado que la disminución exponencial del tamaño de los clastos aguas abajo representa más bien un caso ideal, que se produce cuando no hay tributarios que introducen en la corriente principal sedimentos de diferentes orígenes e historias geológicas. En el tramo de montaña de nuestro río, esta condición se cumple en buena parte, pero en el tramo del cono aluvial hay remoción y mezcla de materiales recién transportados con otros de depósitos anteriores. Por su parte, Hack (1957) ha señalado claramente que el tamaño de un depósito fluvial está determinado por una relación entre distintos factores, a saber: 1) estructuras de las rocas madres (diaclasas, estratificación, esquistosidad, etc.); 2) resistencia de las rocas a la abrasión y a la rotura; 3) resistencia de las rocas a la meteorización y al ataque químico; 4) relieve de la región aledaña a la corriente principal, y 5) el perfil longitudinal del valle. A estos factores se yuxtaponen, además, la pendiente, la descarga, las características del álveo, la velocidad de la corriente y la carga de la misma (Mackin, 1948).

Algunos de estos factores serán tratados más adelante, pero queremos señalar aquí que los depósitos psefíticos del río Sarmiento poseen una historia compleja, con variados aportes —de las laderas, de otras formaciones psefíticas, de afluentes— y mezcla de materiales que afectan negativamente la selección granulométrica e influyen para que ésta sea contrarrestada o diferida.

Un hecho que queremos señalar aquí es que todos los grados granulométricos no son igualmente adecuados para detectar las variaciones dimensionales en el espacio. Leopold, Wolman y Miller (1964) sospechan que los tamaños que exceden ciertos umbrales específicos son los que pueden ser útiles para estos estudios; nuestros resultados parecen abonar esta suposición, pues los grados mayores han resultado los más sensibles para detectar los cambios de tamaño.

Un aspecto final a destacar es la ausencia en las gravas del río Sarmiento de matriz sabulítica o arenosa entre los clastos mayores. Aparentemente, este hecho concuerda con la opinión de Fraser (1935), quien sostiene que es imposible la depositación simultánea de guija-

rros y arenas, dado que la velocidad de una corriente debería disminuir violentamente para poder efectuar un depósito de ese tipo. Por el momento, nuestros resultados parecen indicar que la matriz arenosa de un conglomerado fluvial — formado por un río de montaña o pedemontano — sería infiltrada posteriormente en las gravas. La movilización de las arenas por acción eólica, en la región pedemontana del río Sarmiento, parece ser factor más que suficiente para producir esa infiltración.

LITOLOGÍA

La litología de las gravas es un mero reflejo de la abundancia de las rocas en la cuenca imbrífera, y por ello, en el río Sarmiento, los granitos constituyen poco más de la mitad de la composición.

Con todo, a lo largo de las 37 kilómetros estudiados se observan cambios. Las rocas graníticas tienden a concentrarse aguas abajo, lo que es atribuible a su mayor resistencia a la abrasión y la meteorización. Como consecuencia, estas rocas se acumulan en los tamaños mayores, en tanto que los componentes menos estables (rocas no graníticas) lo hacen en los tamaños menores, a los cuales van a parar los detritos de su destrucción. La proporción de granitos, calculada al efecto, revela esta tendencia, aunque en forma algo errante a causa de las variantes introducidas por aportes de laderas, afluentes, etc. Como ejemplo, se tiene el caso de la estación 7, en la que se habían detectado anomalías granulométricas, que contiene una proporción abundante de rocas no graníticas que han sido contribuidas por el río Aguas Negras.

Por otro lado, el comportamiento de los dos tipos reconocidos de granitos es disimilar: los grises resultan más resistentes que los rosados y en consecuencia tienden a acumularse a lo largo del curso, como se observa claramente en las figuras respectivas y en los valores de la proporción de granitos grises.

El tramo serrano (estaciones 2 a 7) representa una cuenca muy activa en aportes clásticos y por eso hay en él variaciones que señalan la naturaleza de los terrenos por los que fluyen las aguas, aunque se mantiene un cierto equilibrio entre el detrito del valle principal y el que se agrega continuamente de las laderas y por los afluentes, fenómeno este que ya fuera demostrado por Krumbein (1942).

Por el contrario, desde la estación 7 hasta la 11, las gravas que constituyen la bajada pedemontana representan un paquete heredi-

tario que no recibe nuevos aportes, de modo que los cambios discernibles en ellas son el resultado exclusivo del transporte. En este tramo es donde se aprecia claramente la mayor resistencia de los granitos grises y la inestabilidad de las rocas no graníticas, que van siendo destruidas y sus detritos se eliminan aguas abajo o pasan a engrosar los tamaños menores.

En este sector pedemontano del río, entre las raras crecidas, las gravas se encuentran expuestas a la meteorización. La importancia de este factor ha sido considerada, entre otros, por Rougerie (1951) y por Bouillet (1953). En nuestro caso, sin descartar la posible influencia de esta acción, que puede ejercerse por medio de la insolación, carecemos todavía de datos que permitan evaluarla.

En resumen: hemos encontrado que el río Sarmiento, en los 37 kilómetros de su recorrido, ha comenzado a efectuar una selección litológica, que tiende a la concentración de las rocas resistentes a la abrasión y la meteorización, en perjuicio de las menos resistentes, que son desintegradas para formar una fracción más fina y, por ello, más fácilmente transportable. Se ha iniciado, pues, el proceso que conducirá eventualmente a la madurez composicional; la limitada extensión del río y la ausencia de rocas sumamente duras y resistentes (cuarcitas, cuarzo, ftanitas) no permiten que la evolución litológica sea más evidente.

GEOMETRICIDAD

Esta propiedad ha sido poco estudiada, hasta el presente, desde el punto de vista estadístico. Una excepción la constituye el trabajo de Bluck (1964), en el que se estudia porcentualmente el cambio de geomericidad en un cono aluvial: en él, se demuestra que los clastos ecuanes disminuyen aguas abajo, los oblados disminuyen y luego aumentan, los prolados comienzan por incrementar para después decrecer y los laminares varían algo erráticamente. Por otra parte, Sneed y Folk (1958) ya habían encontrado un aumento de los clastos prolados en el sentido de la corriente del río Colorado.

Nuestros resultados no coinciden con los de esos autores, al menos en el estudio total de las gravas, pero en cambio parece haber concordancia en la geomericidad de algunos de los grados granulométricos, por lo que resulta evidente que esta propiedad debe ser investigada teniendo en debida consideración la influencia del tamaño y de

la naturaleza de los clastos (Bluck, 1964, basa su estudio en los clastos mayores únicamente).

Nosotros hemos encontrado que, si se analiza la litología total, el grado mayor (128-64-mm) concuerda en su evolución con las conclusiones de Bluck (1964), pero los otros dos (64-32 mm y 32-16 mm) difieren sensiblemente, aproximándose en vez a la geométricidad general. Por otro lado, las rocas graníticas tienden a suministrar clastos ecuanes (con ligero aumento aguas abajo), seguidos de los oblados (con ligera disminución aguas abajo), de los prolados (indiferentes a la distancia del transporte) y finalmente de los laminares, en muy escasa proporción.

Como la geométricidad es un factor heredado, resulta natural que en el tramo serrano (estaciones 2 a 7) haya muchas irregularidades, que marcan los diversos aportes detríticos al valle principal. Inversamente, en el tramo pedemontano (estaciones 7 a 11), el paquete hereditario de geométricidades no es perturbado por nuevos aportes, y por eso dicho tramo es más regular y muestra más claramente la evolución de esta propiedad.

Los cambios en geométricidad a lo largo del curso se atribuyen generalmente a la acción selectiva del transporte, que sería tractivo para los clastos ecuanes y prolados y suspensivo para los oblados y laminares (Bluck, 1964). En nuestro caso, la tracción y la suspensión tienen oportunidad de ejercer su influencia, y en las crecidas turbulentas estivales actúan conjunta y simultáneamente tanto en el tramo serrano como en el pedemontano. De cualquier modo que sea, en los 37 kilómetros de recorrido estudiado, el río Sarmiento ha comenzado a ejercer una cierta acción selectiva en base a geométricidad de los clastos, la que, sin ser notable, indica que esta propiedad va siendo modificada por el transporte, al igual que lo han sido la granulometría y la litología. Queda en pie, naturalmente, la cuestión de si una corriente, por acción abrasiva, puede modificar la geométricidad; suponemos que, posiblemente, la abrasión tiende a formar, a partir de los fragmentos primitivos, un tipo genérico o amplio de geométricidad, que tiende a ubicarse en la zona límite entre clastos ecuanes, prolados y oblados.

La falta de investigaciones detalladas sobre la geométricidad no permite todavía abondar el análisis sobre las posibilidades reales de esta propiedad como indicadora de variaciones dependientes del transporte, ni sobre su valor potencial para el reconocimiento de ambientes. Con todo, las perspectivas parecen ser algo promisorias.

PLATIDAD

Aunque no es posible efectuar comparaciones con otros resultados a causa de que esta propiedad ha sido poco investigada, es evidente que, al igual o aún mejor que la esfericidad, parece ser muy adecuada para registrar variaciones en el sentido del transporte.

La platidad es, originariamente, un factor hereditario, por lo cual no es independiente de la litología. En el río Sarmiento, las rocas plutónicas suministran de sus afloramientos clastos más "isométricos" que el conjunto de las rocas volcánicas, hipoabisales y metamórficas, según hemos podido comprobar. Pero cualquiera sea el valor inicial de la platidad, ella tiende a disminuir aguas abajo en forma marcada y con aproximación a una función lineal. Es probable que, como sucede con la esfericidad y la redondez, la platidad marche hacia un valor límite; de suceder esto, su importancia diagnóstica —a juzgar por la rapidez de su evolución en el río Sarmiento— sería de aplicación únicamente en los tramos superiores de un río.

Por otra parte, la platidad no es independiente del tamaño de los clastos. Esta dependencia no resulta muy clara en nuestros estudios, pues en el tramo serrano del río (estaciones 2 a 6) los clastos mayores son los menos achatados, pero la relación se invierte en parte del sector pedemontano (estaciones 7 a 9), lo cual puede deberse a la incorporación de detritos de platidad diferente. Otro hecho que debe tomarse en cuenta es que el achatamiento mayor de los grados menores (64-32 m my 32-16 mm) puede ser el resultado de la abundancia en ellos de rocas no graníticas. Sin embargo, las curvas de platidad de un solo tipo litológico (granitos grises o rosados) son confusas, pues hay numerosos altos y bajos, con entrecruzamientos de los valores que son difíciles de descifrar. Por fin, cabe destacar que, como ya se verificó con respecto a la granulometría, la litología y la geometricidad, el índice de platidad parece igualmente apto para detectar contaminaciones.

La reducción del índice de platidad con el transporte puede deberse tanto a la abrasión como a la acción selectiva del agente. Se tiene la impresión de que la acción abrasiva debe ser importante, ya que el desgaste de un clasto aplastado o discoidal tiene que efectuarse preferentemente por los bordes. Con todo, la falta de información sobre la marcha de este índice en los tambores de abrasión impide considerar fundadamente esta posibilidad.

Nuestros resultados son muy promisorios y por ello se aconseja,

como técnica de rutina en el análisis de gravas, la determinación de la platicidad, ya sea aisladamente o en conjunción con la habitual determinación de esfericidad.

ESFERICIDAD

La mayoría de los autores que se han ocupado de esta propiedad, tanto desde el punto de vista observacional como experimental (Thiel, 1940; Krumbein, 1940, 1941, 1942; Grogan, 1945; Sarmiento, 1945; Kuenen, 1956; Pettijohn, 1957), han encontrado que ella aumenta ligeramente con la distancia del transporte. Pero también se han hallado casos en que la esfericidad no varía con el transporte (Krumbein, 1942; Plumley, 1948), o lo hace en forma errática (Bluck, 1964) o incluso puede disminuir con la distancia (MacCarthy, 1933; Russell, y Taylor, 1937; Pettijohn y Lundhal, 1943).

Muchos de estos estudios deben ser tomados con cautela, ya que se refieren a sedimentos de diversas granulometrías y composiciones, formados en ambientes variados; además, con frecuencia, los análisis se limitan a un grado o a una litología determinados.

En el caso del río Sarmiento, la esfericidad aumenta en forma algo apreciable en los primeros tramos y luego marca un ligero incremento en los tramos finales; entre esos extremos, el comportamiento es indiferente. Por ello, parecería que esta propiedad es poco sensible, aun teniendo en cuenta las complicaciones que introducen en ella los aportes de laderas y afluentes, los cambios de régimen y la probable contaminación por otros terrenos sedimentarios. Se tiene la impresión de que la esfericidad del río Sarmiento está cerca de un valor límite, en torno al cual se desplaza.

La esfericidad es en buena parte un factor hereditario (Wentworth, 1922), por lo que está estrechamente ligada con la litología. En este aspecto, señalaremos que los clastos graníticos "nacen" de los afloramientos con una esfericidad más alta que los clastos no graníticos. También se ha comprobado que, de los dos tipos de granitos que hemos reconocido, los rosados tienen esfericidad más baja que los grises. Otro hecho singular es que la marcha de la esfericidad puede ser afectada por la litología; así, mientras en los granitos grises disminuye en el sentido del transporte, en los rosados aumenta.

Numerosos autores han destacado que la esfericidad está también relacionada con el tamaño, o sea que, cuanto mayor es un elasto, más elevada es esta propiedad. El río Sarmiento parece constituir una ex-

cepción a esta posible regla, ya que sólo se cumple en dos estaciones, en tanto que en las ocho restantes es el grado menor, o el intermedio, el que es más esférico.

La falta de relación —o mejor dicho, la relación inversa— entre tamaño y esfericidad constituye una novedad que debe ser tenida muy en cuenta. Tal vez la menor esfericidad de los clastos mayores sea una consecuencia de que, por su peso más elevado, se mueven mucho menos que los clastos pequeños durante el transporte, ya que se requieren velocidades muy altas para desplazarlos. De cualquier modo que sea, se precisan más datos para encarar con fundamentos esta cuestión.

Los cambios de la esfericidad se aprecian mejor cuando se analiza el total de las gravas, y aún así no es tan evidente como la platicidad. El estudio de las gravas según su litología o según sus grados ofrece, en cuanto a esta propiedad, un panorama cambiante y complejo, del cual se corre el riesgo de extraer conclusiones que a la postre pueden resultar parciales o erróneas. Algunas de las generalizaciones en torno a esta propiedad pueden haber derivado de información incompleta.

En resumen, queda demostrado que el río Sarmiento tiende a producir, mediante el transporte de los clastos, un aumento apenas perceptible de la esfericidad, tanto en el sector serrano como en el pedemontano. La poco creciente esfericidad puede ser resultado de la acción abrasiva de las corrientes, muy rápidas en el sector serrano y turbulentas en el pedemontano. En ambos casos, los choques y roces entre clastos son muy frecuentes y fuertes, de modo que el desgaste debe ser efectivo, lo que explicaría el alto valor promedio de esta propiedad. La acción selectiva de la corriente parece menos eficaz, aunque podría actuar, como cree Krumbein (1942), en aquellos trechos en que se nota un rápido cambio de los valores.

REDONDEZ

Al igual que se ha comentado en relación con la esfericidad, se acepta casi como un truísmo que la redondez aumenta con la distancia del transporte (Pettijohn, 1957). Numerosos trabajos publicados abonan esta interpretación (Krumbein, 1940, 1042; Plumley, 1948), que además ha sido confirmada experimentalmente (Krumbein, 1940, 1942; Sarmiento, 1945). Sin embargo, también se han registrado casos en que la redondez no muestra variaciones progresivas (Potter, 1955)

y otros en que esta propiedad disminuye con la distancia (Russell y Taylor, 1937; Pettijohn y Lundahl, 1943). En consecuencia, esta cuestión resultaría algo más compleja que lo que parece *prima facie*.

Nuestros resultados en parte confirman la regla de que la redondez es función de la distancia del transporte. Las curvas del total de las gravas y de los clastos graníticos concuerdan con la de los autores ya citados: se alzan o empujan rápidamente en los tramos superiores del río y luego tienden a nivelarse hacia un valor asintótico (llamado Po o PL en la nomenclatura usual; Plumley, 1948). En nuestro caso, ese valor es cercano a 0,55; Krumbein (1940, 1942) encontró valores de Po próximos a 0,50 y 0,40 para las gravas de los cañones de San Gabriel y Arroyo Seco, respectivamente; Plumley (1948), en dos quebradas, halla valores PL de 0,63 y 0,73; Potter (1955) menciona un valor límite de 0,42.

En base a lo antedicho, podemos dejar asentado que, en el río Sarmiento, como en otros, se registró estadísticamente que la redondez es función de la distancia y que aumenta hasta cierto límite variable, que en última instancia está dado por la forma, el tamaño y la litología de los clastos iniciales, a los que se suma el rigor abrasivo del transporte y/o la efectividad de la selección según redondeamiento.

Otro hecho que ya ha sido notado es que en la parte superior de un curso los valores de la redondez son un tanto erráticos (Krumbein, 1942); esto ha sido atribuido a la constante adición de fragmentos "nuevos", que diluyen y perturban una posible uniformidad de variación. Inversamente, fuera de las zonas de los aportes clásticos continuos, las curvas tienden a hacerse más uniformes. Nuestros resultados concuerdan con esta interpretación, pero además se nota que en el tramo pedemontano (estaciones 7 a 11), donde no hay aportes frescos, la redondez tiende a disminuir ligeramente. Esto significa que, en un mismo curso, el tramo superior o serrano produce el aumento de la redondez, en tanto que el pedemontano actúa en sentido contrario. Este curioso comportamiento es muy significativo y podemos suponer que en el sector pedemontano ha ejercido su influencia la meteorización y el transporte selectivo.

Otro aspecto interesante es el de la relación entre tamaño y redondez, que habitualmente se consideran vinculadas directamente entre sí. Quizás esta inferencia derive del hecho de que la mayoría de los estudios sobre redondez se han particularizado con arenas o gravas finas (de 32 a 16 mm por lo común). Nosotros hemos encontrado que, precisamente, el grado 32-16 mm está muy bien redondeado, pero esta

propiedad disminuye hacia los tamaños mayores. Además, destacaremos que el grado más grande investigado (128-64 mm) es el más errático, aun en el sector pedemontano donde han cesado los aportes detriticos directos. Este hallazgo concuerda con el que hemos hecho en relación con la esfericidad, y hace dudar de que tamaño, esfericidad y redondez sean realmente funciones mutuas, es decir, propiedades interdependientes. Al menos, esta suposición no se cumple plenamente en el río Sarmiento, y se torna aun más inadmisibile cuando se analizan separadamente los distintos grados y litologías, pues cada uno de ellos ofrece un panorama diferente.

Por último, diremos que cuando se comparan dos tipos de rocas —aunque ellas sean semejantes, como los dos tipos de granitos que hemos reconocido—, las curvas resultantes pueden ser muy disimilares, ya que a veces aumenta la esfericidad en el sentido de la corriente, a veces sucede lo contrario. Con todo, en el tramo superior del río, es claramente discernible la tendencia a un aumento rápido en los valores de redondez. En esos parajes, la acción abrasiva debe ser la dominante, pero aguas abajo, con pendientes y velocidades de flujo más reducidas, es probable que actúen factores selectivos, en base a forma, geométricidad, platicidad o peso específico de los clastos.

14. RELACIONES MUTUAS DE LAS PROPIEDADES

Para finalizar este estudio, trataremos de considerar las relaciones mutuas que existen entre las distintas propiedades y características analizadas.

Varios autores, entre otros Wadell (1935), Russell y Taylor (1937), Pettijohn y Lundahl (1943), Grogan (1945), Plumley (1948), etc., han comprobado que, aunque la esfericidad y la redondez son propiedades geoméricamente distintas, se comportan como si fueran función una de la otra. Con el objeto de verificar esta relación, hemos confeccionado el diagrama de la figura 21. Puede apreciarse que la dispersión es amplia, pero aun así, los puntos tienden a conformar una relación lineal, que es más evidente en los valores totales de las gravas que en los de un solo tipo litológico, en este caso granitos. Expresada la relación de otra manera, se comprueba que el aumento de redondez va acompañado de un consiguiente aumento de esfericidad, y viceversa; la primera aumenta unas cuatro veces más rápido que la segunda.

También hemos comparado la relación entre redondez y platicidad,

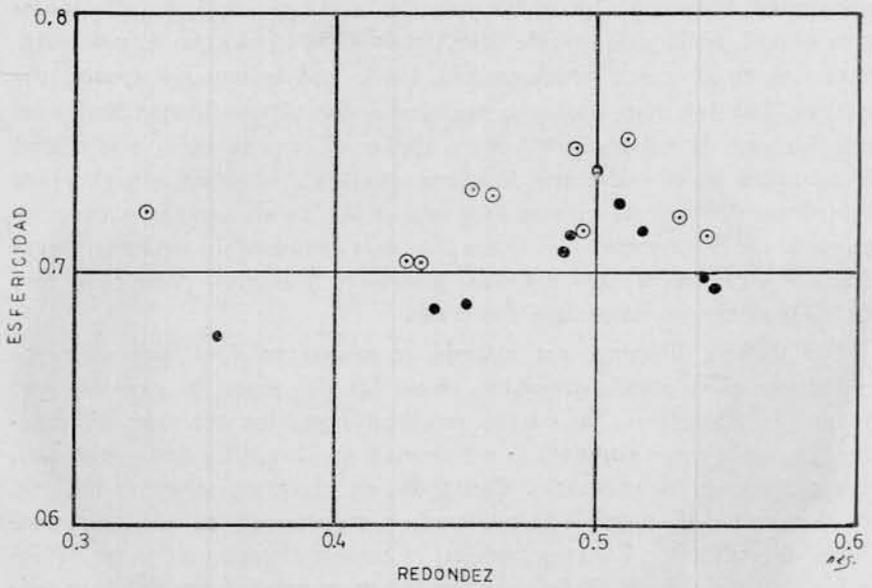


Fig. 21. — Relación entre redondez y esfericidad. Puntos llenos : valores totales de las gravas ; círculos blancos : valores de clastos graníticos

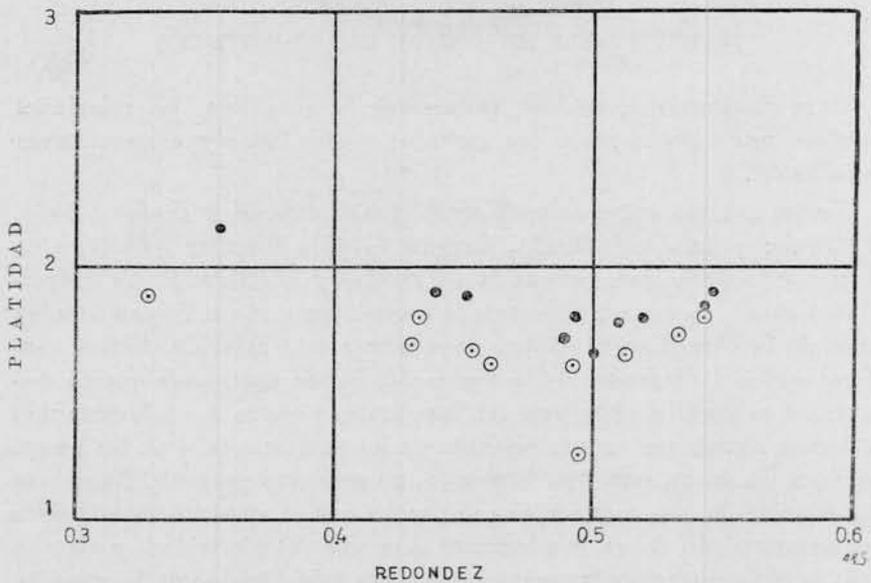


Fig. 22. — Relación entre redondez y platidad. Mismos símbolos que para la figura 21

que ya fuera investigada por Wentworth (1922). Nuestro diagrama de la figura 22 demuestra que efectivamente existe una relación lineal entre las dos propiedades, e incluso la dispersión es apreciablemente menor que en el ejemplo anterior. El incremento de la redondez es también unas cuatro veces más rápido que la disminución del índice de platicidad, o sea cuando los clastos se hacen menos achatados.

Algunos autores consideran que existe también una marcada correlación entre redondez (o esfericidad) y tamaño. Hemos confeccionado el diagrama pertinente, pero, como ya fuera señalado antes, la relación o bien no se demuestra o es inversa a lo postulado, pues las dos propiedades con frecuencia tienden a aumentar cuando el tamaño disminuye; además, la dispersión de los puntos es sumamente grande. Ya existían algunas dudas sobre esta correlación (Pettijohn, 1957; Wentworth, 1932), de modo que nuestros resultados constituyen un aporte que debe tomarse en cuenta en el futuro tratamiento de este problema.

Con el objeto de poner de manifiesto las relaciones entre todas las propiedades investigadas, hemos preparado la figura 23, en la que hemos representado los valores promedios de medianas, porcentajes de clastos graníticos, porcentajes de formas ecuanes y valores de platicidad, esfericidad y redondez. Para facilitar la comprensión, se ha dibujado también la pendiente del río Sarmiento. No obstante que las propiedades representadas no están necesariamente vinculadas entre sí y que además han sido determinadas con criterios y escalas distintos, llama la atención que las curvas resultantes sean semejantes en sus trazados, los cuales coinciden a veces en largos trechos, o si no, evolucionan más o menos paralelamente.

Una característica que se destaca de inmediato es que en el tramo serrano del río todos los valores son bastante erráticos, por lo que las curvas se hacen irregulares; por el contrario, en el sector pedemontano, las variaciones son menores y las curvas resultan más suavizadas. Manifiestamente, este comportamiento está en relación con la pendiente del río, que es de ocho por ciento en el tramo serrano, y de algo menos de tres por ciento en el pedemontano. Por lo demás, como ya fuera mencionado en su oportunidad, en el sector serrano hay aportes detríticos continuos, que perturban y modifican las propiedades de las gravas, mientras en el sector pedemontano el transporte se ejerce sobre un material heredado que no recibe aportes frescos.

Una conclusión que parece inevitable al estudiar el diagrama de la figura 23, es que se tiene la impresión de que han actuado dos ríos:

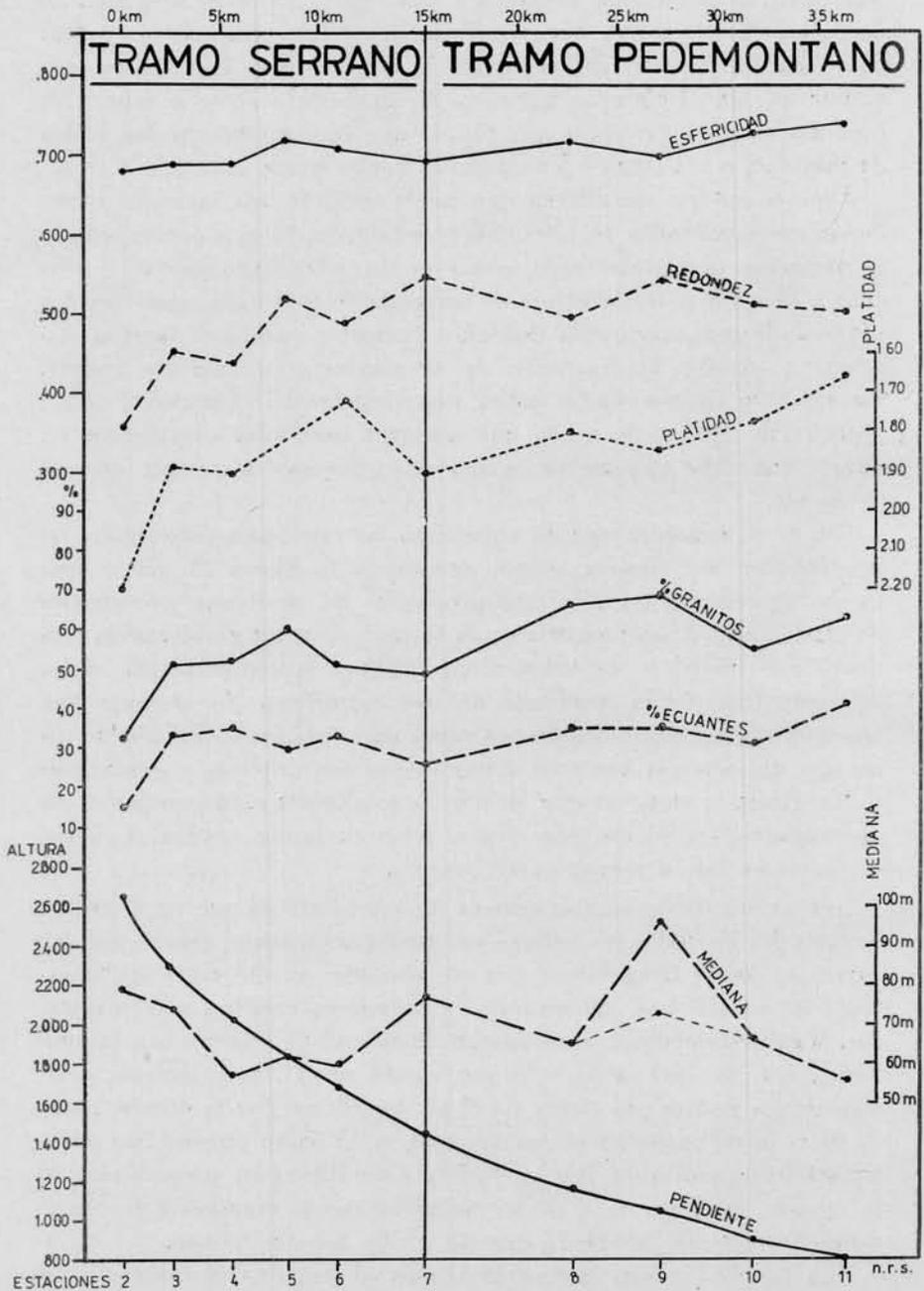


Fig. 23. — Diagrama del conjunto de propiedades sedimentológicas de las gravas y de pendiente del río Sarmiento

uno, de las estaciones 2 a 7, de aguas permanentes y rápidas, y otro, de las estaciones 7 a 11, con cauces secos la mayor parte del año. Las curvas reflejan estas dos porciones en forma inconfundible, y con ello los dos tramos fluviales quedan bien individualizados. Se hace además evidente que la estación 7, a la salida de la sierra de Famatina, marca el punto crítico de la transición, pues en él la mayoría de las propiedades estudiadas acusan variaciones marcadas, resultado de la retención en ese lugar de grandes cantidades de gravas, que ya fueron notadas por Bodenbender (1916). Otra estación que suministra valores erráticos, a veces, es la 6, que corresponde al paraje en que el afluente Aguas Negras entrega a la corriente principal su masa de detritos.

La curva más anómala es la de la mediana o tamaño medio, y por eso parece adecuado comenzar con ella. Puede observarse que decrece muy rápidamente en los tramos altos (estaciones 2 a 4), donde hay fuerte pendiente (once por ciento), pero luego se estabiliza (posibles aportes de laderas y cañadones), hasta que experimenta un sensible aumento en la estación 7, cuyo valle estrecho que marca la salida de la sierra actúa como una especie de muro de contención de las gravas, especialmente las mayores. Este fenómeno queda perfectamente documentado en la curva de la mediana. En el tramo pedemontano, la mediana tiende a seguir otra vez la pendiente, salvo que aparece un pico errático en la estación 9, que hemos atribuido al azar del muestreo, pues es la única que contiene el grado 256-128 mm. Por ello, si se recalculan las gravas de esta estación de modo que quede eliminado ese grado extra, se obtiene el trazado que se ha marcado con línea fina, con lo que la curva se suaviza. Con estas aclaraciones, se verifica que el tamaño medio de las gravas está vinculado, aunque ampliamente, con la pendiente del río, como ya lo señalara Blissenbach (1952).

Las curvas de porcentajes de granitos, porcentajes de formas ecuanter, de planitud y de redondez, tienen en los tramos altos trazados prácticamente idénticos. Ello significa que el río ha "eliminado" rápidamente muchos de los clastos no graníticos, les ha conferido una forma más "isométrica", haciéndolos menos chatos, y los ha redondeado. La esfericidad, en cambio, no logra detectar estos cambios y toda su evolución muestra una insensibilidad o pasividad que la hacen poco aconsejable como indicadora, al menos parcial, de la historia de un depósito psefítico.

Otra observación de interés es de que se hace evidente que el enri-

quecimiento en clastos graníticos a lo largo del curso va acompañado de dos efectos concordantes: mayor porcentaje de clastos ecuanes (que hemos empleado, en preferencia a las otras geomericidades, por entender que constituyen un patrón ideal de comparación) y disminución de la platidad (en el diagrama de la figura 23 la escala de valores de esta propiedad ha sido invertida para obtener que la pendiente de la curva no resulte contraria, como lo sería con una escala normalmente colocada, lo que haría menos visualizable las comparaciones). De esta manera, se patentiza la relación entre la litología y las propiedades que se consideran que son en parte heredadas. La esfericidad, que está también afectada por la herencia, marca igualmente la tendencia evolutiva que acabamos de señalar, pero lo hace en forma sumamente atenuada, por lo que suponemos que son inadecuados los valores numéricos que habitualmente se emplean. A causa de esto, debería buscarse un conjunto de parámetros más sensibles o, en su defecto, utilizar preferentemente la platidad en las investigaciones.

La redondez, por su parte, copia aproximadamente a las otras curvas en el tramo serrano, salvo las perturbaciones comentadas para las estaciones 6 y 7; empero, en el tramo pedemontano, entre las estaciones 9 y 11, esta propiedad adquiere una evolución descendente, contraria al panorama que brindan las otras curvas. Parecería, por lo tanto que, si bien relacionada con las otras, la redondez es una propiedad que puede desarrollarse con cierto grado de independencia. Es esta una cuestión que deberá ser reestudiada en base a mayores datos.

El diagrama de la figura 23 es una especie de radiografía de la manera en que ha actuado un río determinado, que posee una serie de características propias. Nuestro estudio está evidentemente incompleto: por un lado, no hemos podido obtener muestras de la zona de las cabeceras, las cuales, como puede inferirse, presentarán valores más bajos de esfericidad y redondez, distinta composición litológica y posiblemente geomericidad y platidad variadas; por el otro, al insumirse, en las arenas cercanas a la estación 11, deja inconclusa o al menos detenida su acción sobre los clastos que transporta. Por esta razón y por la complejidad de este tipo de investigaciones, no nos atrevemos todavía a tratar de dilucidar la cuestión de si las variaciones registradas son resultado de los procesos abrasivos o selectivos, o de una combinación de ambos. La última posibilidad es la más probable, pero ello no delimita la importancia relativa de cada proceso.

Esperemos que en el futuro todas estas cuestiones podrán ser encaminadas hacia su solución, y que los estudios de otros sedimentos fluviales y de las rocas psefiticas en general permitirán ir comprendiendo, con mayor precisión y seguridad, el panorama de la sedimentación continental.

BIBLIOGRAFIA

- BARRELL, J. 1925. *Marine and terrestrial conglomerates*. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 36, pág. 279-342.
- BASSI, H. G. I. 1953. *Estudio geológico económico de la Mina El Oro, Chilecito (provincia de La Rioja)*. Direc. Nac. Minería, Anales IV, 29 pág., Bs. As.
- BLISSENBACH, E. 1952. *Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans*. Jour. Sed. Petrol., vol. 22, pág. 25-28.
- BLUCK, B. J. 1964. *Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada*. Jour. Sed. Petrol., vol. 34, pág. 395-400.
- BODENBENDER, G. 1916. *El Nevado de Famatina*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. XXI, pág. 100-182 (Reimpreso en 1922 en Anales Min. Agricult. Nación, Sec. Geol. Mineral. Minería, tomo XVI, N° 1, 69 pág.).
- BOUILLET, G. 1953. *Usure et fragmentation des calcaires jurassiques de la region de Bourges*. Soc. Géol. France Bull., ser. 6, vol. 3, pág. 13-22.
- BRETZ, J. H. 1929. *Valley deposits immediately east of the channeled scabland of Washington*. Jour. Geol., vol. 37, pág. 507.
- CAILLEUX, A. 1945. *Distinction des galets marins et fluviaux*. Bull. Soc. Géol. France, vol. 5, pág. 125-138.
- 1946. *Granulométrie des formations à galets, en Géologie des terrains récents de l'Ouest de l'Europe*, Session Extr. Stes. Belges de Géologie, pág. 91-114.
- 1947. *L'indice d'éroussé*. C. R. Somm., Soc. Géol. France, sess. 10 nov.
- 1952. *L'indice d'éroussé des grains de sables et gres*. Revue Géomorph. Dyn., vol. 3, pág. 78-88.
- CONKLING, H., EGIS, R. and GROSS, P. L. K. 1934. *Ground water storage capacity of valley fill*. California Div. Water Resources, vol. 45.
- CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES. 1961. *Recursos hidráulicos superficiales*, vol. II, pág. 468-879, Bs. As.
- COROMINAS, J. 1961. *Breve diccionario etimológico de la lengua castellana*. Ed. Gredos, Madrid.
- CORTELEZZI, C. R., DE SALVO, O. E. y DE FRANCESCO, F. 1965. *Estudio de las gravas tehuelches de la región comprendida entre el río Colorado y el río Negro, desde la costa de la Provincia de Buenos Aires hasta Choele Choele*. Acta Geol. Lilloana, tomo VI, pág. 65-86, Tucumán.
- 1968. *Estudio de las gravas tehuelches en la región comprendida entre el río Negro y el río Colorado, desde la costa atlántica hasta la Cordillera*. Actas 3ª. Jornadas Geol. Arg., tomo III, pág. 123-145.
- DE ALBA, E. 1954. *Descripción geológica de la hoja 16 c-Filla Unión (Provincia de La Rioja)*. Dir. Nac. Miner., Bol. 82, Bs. As.
- 1956. *Acercas de la edad del granito de Famatina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XI, N° 1, pág. 76-79, Bs. As.

- EMERY, K. O. 1955. *Grain size of marine beach gravels*. Jour. Geol., vol. 63, pág. 39-49.
- FLEMMING, N. C. 1965. *Form and function of sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 35, pág. 381-390.
- FRASER, H. J. 1935. *Experimental study of porosity and permeability of elastic sediments*. Jour. Geol., vol. 43, pág. 910-1010.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. y TERUGGI, M. E. 1953. *Léxico sedimentológico*. Mus. Arg. C. Nat. Bs. As., Publ. Ext. Cult. Didác. N° 6, 164 pág.
- GRABAU, A. W. 1913. *Principles of stratigraphy*. Seiler & co., New York.
- GROGAN, R. M. 1945. *Shape variation of some Lake Superior beach pebbles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 15, pág. 3-10.
- HACK, J. T. 1957. *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 294-B, pág. 45-97.
- HARRINGTON, H. 1956. *Argentina*, en Handbook of South American Geology, Geol. Soc. Amer. Memoir 65.
- KONZEWITSCH, N. 1958. *Cantos rodados y material en suspensión de los ríos Bermejo, Pescado e Iruya*. Publ. de Agua y Energía Eléctrica, pág. 1-57, Bs. As.
- 1961. *La forma de los clastos*. Serv. Hidrog. Naval Publ. H. 626, 113 pág., Bs. As.
- KRUMBEIN, W. C. 1937. *Sediments and exponential curves*. Jour. Geol., vol. 45, pág. 577-601.
- 1940. *Flood gravels of San Gabriel Canyon, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 51, pág. 639-676.
- 1941. *The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments*. Jour. Geol., vol. 49, pág. 482-520.
- 1941. *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 11, pág. 64-72.
- 1942. *Flood deposits of Arroyo Seco, Los Angeles County, California*. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 53, pág. 1355-1402.
- KRUMBEIN, W. C. and PETTJOHN, F. J. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton Century Co., New York.
- KUENEN, PH. H., 1956. *Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current*. Jour. Geol., vol. 64, pág. 336-368.
- KÜHN, F. 1920. *Observaciones morfológicas en la región central de la Sierra de Famatina*. Anales Museo Hist. Nat. Bs. As., tomo XXX, pág. 255-279.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G. and MILLER, J. P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology* 522 pág., W. H. Freeman & Co., New York.
- LINARES, E. 1959. *Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidas por medio de la relación plomo-uranio*. Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XIV, N° 3-4, pág. 181-217.
- MAC CARTHY, G. R. 1933. *The rounding of beach sands*. Amer. Jour. Sci., ser. 5, vol. 25, pág. 205-224.
- MACKING, J. H. 1948. *The concept of the graded river*. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 59, pág. 463-511.
- OTTO, G. H. 1938. *The sedimentation unit and its use in field sampling*. Jour. Geol., vol. 46, pág. 569-582.
- PENCK, W. 1920. *Der Sudrand de Puna de Atacama, etc*. Abh. Math. Phys. Klasse der Sächsischen Akad. Wiss., Band XXXVI, N° 1, Leipzig.
- PETTJOHN, F. J. 1957. *Sedimentary Rocks*. Harper & Bros., New York.

- PETTJOHN, F. J. and LUNDAHL, A. C. 1943. *Shape and roundness of Lake Erie beach sands*. Jour. Sed. Petrol., vol. 13, pág. 69-78.
- PLUMLEY, W. J. 1948. *Black Hills Terrace gravels: A study in sediment transport*. Jour. Geol., vol. 56, pág. 526-577.
- POTTER, P. E. 1955. *The petrology and origin of the Lafayette gravel*. Part 1. *Mineralogy and petrology*. Jour. Geol., vol. 63, pág. 1-38.
- ROUGERIE, G. 1951. *A propos de l'étude morphoscopique des galets équatoriaux*. C. R. Soc. Géol. France, pág. 80-82.
- RUSSELL, R. D. and TAYLOR, R. E. 1937. *Roundness and shape of Mississippi River sands*. Jour. Geol., vol. 45, pág. 225-267.
- SAHU, B. K. 1964. *Transformation of weight frequency and number frequency data in size distribution studies of clastic sediments*. Jour. Sed. Petrol., vol. 34, pág. 768-773.
- SARMIENTO, A. 1945. *Experimental study of pebble abrasion*. Thesis Univ. Chicago (inéd.). Citado por Pettijohn, F. J. (1957).
- SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL. 1962. *Datos pluviométricos (1921-1950)*. Publ. B N° 2, 100 pág., Bs. As.
- SNEED, E. D. and FOLK, R. L. 1958. *Pebbles in The Lower Colorado River, Texas. A study in particles morphogenesis*. Jour. Geol., vol. 66, pág. 114-150.
- SOBRAL, J. M. 1921. *Some physiographic notes on the Sierra de Famatina*. Geografiska Annaler, Arg III, Häft 4, pág. 311-326.
- STELZNER, A. 1885. *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik*. Geologischer Theil, Berlin.
- STERNBERG, H. 1875. *Untersuchungen über langen- und querprofil geschiefte Flusse*. Z. Bauwesen, vol. 25, pág. 483-506.
- STIPANICIC, P. 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg., vol. XXII, N° 2, pág. 101-134.
- THEBAULT, J. 1963. *L'indice de difference de volume des galets*. C. R. Acad. Sc., tomo 256, pág. 2655-2656.
- 1964 a. *Etude de la distribution et de la dispersion des largeurs et épaisseurs de galets d'une longueur déterminé*. C. R. Acad. Sc. Paris, tomo 258, pág. 989-990.
- 1964 b. *Etude sur diverses formations, des rapports L/A , L/E et $(L+1)/2E$ des galets, en fonction de la longueur*. C. R. Acad. Sc. Paris, tomo 258, pág. 1566-1568.
- THEIL, G. A. 1940. *The relative resistance of abrasion of mineral grains of sand size*. Jour. Sed. Petrol., vol. 10, pág. 103-124.
- TURNER, J. C. M. 1960. *Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, vol. XII, N° 1.
- 1962. *Las sierras trasampeanas como unidad estructural*. Anal. Primeras Jorn. Geol. Arg., tomo II, pág. 387-402.
- WADELL, H. 1932. *Volume, shape and roundness of rock particles*. Jour. Geol., vol. XL, pág. 443-451.
- 1934. *Some new sedimentary formulae*. Physis, vol. 5, pág. 281-291.
- WENTWORTH, C. K. 1919. *A laboratory and field study of cobble abrasion*. Jour. Geol., vol. 27, pág. 507-521.

- 1922 a. *A field study of the shape of river pebbles*. U. S. Geol. Surv., Bull. 730-C, pág. 114.
 - 1922 b. *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Jour. Geol., vol. 30, pág. 377-392.
 - 1926. *Methods of mechanical analysis of sediments*. Univ. Iowa Studies in Nat. History, vol. 2, N° 2.
- ZINGG, T. 1935. *Beitrag zur Schotteranalyse*. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., vol. 15, pág. 39-140.