

ANÁLISIS Y SIGNIFICADO DE LA REDONDEZ Y LA ESFERICIDAD EN PSAMITAS

MARIO M. MAZZONI¹

RESUMEN

En el presente trabajo se analizan las técnicas convencionales de medición de redondez y esfericidad. Para redondez, los métodos han sido considerados según se trate de psamitas consolidadas o no consolidadas, aconsejándose en base a los estudios realizados en esta contribución, los mecanismos más adecuados de medida para uno y otro caso.

Los resultados de esfericidad (y en especial de circularidad) han sido comparados con los valores obtenibles a partir de $\varnothing = dn/Ds$ (Krumbein, 1941), fórmula que se ha considerado como la más representativa del concepto introducido por Wadell. En general esta propiedad es poco sensible a la abrasión, por lo que se le asigna valor secundario a su evaluación.

Se concluye que en sedimentos arenosos finos (especialmente de tipo continental), el redondeamiento debe interpretarse desde el punto de vista de la procedencia, dado que las observaciones tienden a mostrar abrasión poco marcada durante un ciclo fluvial.

ABSTRACT

Conventional measurement techniques of roundness and sphericity are quantitatively analyzed. On the basis of results obtained and the information gathered in this contribution, the most adequate and accurate methods for determining roundness in consolidated and unconsolidated psammites are suggested.

Sphericity values (and specially circularity ones) obtained by different techniques, have been compared with those from $\varnothing = dn/Ds$ (Krumbein, 1941), which is considered to be more faithful to Wadell's original concept. It is found that this property is hardly sensitive to abrasion, thus its evaluation has no important significance for this type of materials.

¹ Cátedra de Sedimentología, Museo de La Plata.

It is concluded that the interpretation of roundness in fine sandy sediments (mainly continental ones) might be focused from the viewpoint of provenance supporting modern observations, tending to prove the very gentle abrasion in streams.

INTRODUCCION

La presente contribución tiene por objeto presentar los resultados y conclusiones obtenidos por el autor, a través de investigaciones realizadas sobre la redondez y la esfericidad en granos de la fracción arena. No obstante esta limitación granulométrica buena parte de las conclusiones se hacen extensibles también a los clastos pefíticos.

La esfericidad y la redondez constituyen un aspecto textural importante en la descripción e interpretación de las rocas sedimentarias detríticas. A partir de su introducción en la literatura sedimentológica con los trabajos de Wadell (1932, 1933, 1935) quien aclara y establece definitivamente las diferencias entre los conceptos que motivan este estudio, han sido empleadas en especial por los investigadores de habla inglesa, y también en los trabajos sedimentológicos realizados en nuestro país. Los motivos que han determinado su utilización derivan por un lado de la facilidad con que se pueden evaluar cuali y cuantitativamente estas propiedades, y por otro, de las valiosas conclusiones que se obtienen, basadas en consideraciones estrictamente teóricas —o sólo comprobadas experimentalmente.

Sin embargo, es amplio el déficit de información acerca del desgaste de clastos en ambientes naturales, por lo que deberá enfocarse la solución de este problema con estudios sistemáticos dirigidos hacia ese fin.

Efectivamente, desde hace algunos años se vienen insinuando ciertos reparos y enmiendas, sobre todo referidas a las interpretaciones demasiado ambiciosas que se efectuaban en base a estas propiedades. Por lo tanto hemos estimado importante encarar un análisis crítico del significado de la redondez y la esfericidad, como así también de las técnicas conocidas para su evaluación, base indiscutible de todo el andamiaje interpretativo.

REDONDEZ

Según Wadell (1933), este concepto se refiere al grado de redondeamiento que presentan aristas y vértices de un clasto, al ser observado normalmente a su plano mayor, definido por los ejes mayor e intermedio (a y b) del individuo. Su expresión cuantitativa está representa-

da por: $P = \sum ri/N.R$, su fórmula más difundida; en la que ri : radios de circunferencias inscritas en las irregularidades perimetrales. N : número de ri trazados, y R : radio de la máxima circunferencia que se puede inscribir en el contorno.

Este procedimiento implica el calcado del contorno del clasto, cuando está apoyado sobre su máxima superficie (Wadell, 1932). Se puede realizar sin inconvenientes en forma directa cuando se trata de clastos pséfíticos, pero no para tamaños arenosos, donde hay que valerse de técnicas de proyección, ya que por causas obvias es imposible realizarlo directamente. En tales circunstancias conviene hacer uso de una cámara clara agregada al microscopio, manteniendo en todos los casos la misma magnificación para los grados a reproducir. Wadell (1933) sugiere que las imágenes sean llevadas a tamaños cercanos a los 70 mm; creemos que la finalidad de este límite es la de sistematizar y facilitar la inscripción de las distintas circunferencias en la figura. Es muy conveniente la construcción de un transportador con circunferencias concéntricas trazadas cada medio o un mm (Ruchin, 1958), en papel transparente o en acetato, para medir los radios de los arcos perimetrales y la máxima circunferencia inscrita. De esta manera se evita el trazado con compás, de circunferencias exactamente adosadas a las irregularidades del contorno, ya que se trata de una operación que insume bastante tiempo, especialmente cuando se miden individuos de contorno irregular, donde se deben dibujar numerosas circunferencias.

Un concepto algo diferente, es el de angularidad introducido por Lees (1964), aplicable a sedimentos formados por granos muy angulosos, en los que carecería de significado la medición de redondez, a causa de que la mayoría de los individuos poseerían un valor de 0,1, aún tratándose de tipos morfológicamente muy distintos. Esta técnica concierne a la relación angular entre los planos que limitan un vértice. Si bien la medición de angularidad propuesta en el trabajo de Lees no es sencilla, suministra una cartilla para una rápida cuantificación de esta propiedad por confrontación.

Esta última técnica no se ha ensayado por haberse trabajado con fragmentos epiclásticos regularmente elaborados; su utilización puede ser muy útil en el campo de las brechas y piroclásticas, por lo que se sugiere su utilización como elemento descriptivo textural en el examen de esos grupos de rocas.

a) REDONDEZ EN PSAMITAS CONSOLIDADAS.

Hemos designado como tales a las psamitas donde es imposible la desagregación mecánica o química sin que afecte la textura de los granos. Es en este tipo de rocas donde se presenta el mayor inconveniente para realizar el análisis textural. El único recurso para efectuar tal medición se basa en la preparación de cortes delgados, que inevitablemente nos enfrentan con una serie de problemas de muy difícil solución: 1) el número de granos que se pueden medir es normalmente escaso desde el punto de vista estadístico. En efecto, el número de *individuos medibles en fracciones arenosas mayores* (500-1000, 1000-2000 micrones), es bajo dada la reducida superficie cubierta en una preparación delgada, debiéndose recurrir entonces al estudio de más de un corte. 2) La redondez se evalúa solamente sobre una sección del clasto, no pudiéndose apreciar lo que sucede en el resto de su superficie. 3) El plano en que se hace la observación no coincide generalmente con el plano *ab* del clasto, dependiendo la sección observada de la fábrica deposicional de la roca y de la dirección en que fue practicado el corte delgado. 4) Como consecuencia del punto anterior, es muy difícil establecer el tamaño de los granos —normalmente representado por el eje *b*— ya que es prácticamente imposible identificarlo con exactitud. Normalmente se mide el eje mayor o menor de la sección observada, que corresponde generalmente a diámetros intermedios.

En virtud de la limitación enumerada en el punto 1, deben elegirse componentes minerales o líticos suficientemente representados en las muestras. Ejemplos muy convenientes en ese sentido son el cuarzo y el feldespato detríticos, que por su grado de difusión y abundancia en el dominio sedimentario han sido asiduamente estudiados, contándose con numerosos trabajos de referencia en la bibliografía para cotejar los datos que puedan obtenerse.

Por otra parte, es requisito indispensable agrupar los valores por especies mineralógicas o grupos petrográficos, y luego por grados de tamaño. La primera recomendación está destinada a evitar que ciertas tendencias que pueden manifestarse en distintos minerales queden enmascaradas en los valores totales; y la segunda por la diferente acción abrasiva que se manifiesta según el tamaño de los clastos. Estas recomendaciones son igualmente válidas cualquiera sea la técnica de estudio de esta propiedad —así también como para esfericidad— y para cualquier granulometría estudiada.

A partir entonces de un corte delgado, tenemos dos caminos a elegir para la determinación cuantitativa de la redondez. Por una parte siguiendo la recomendación de Wadell, mediante el empleo de una cámara lúcida, se pueden llevar los tamaños a las medidas sugeridas, y luego determinar la redondez de cada uno de ellos por medio de la inscripción de circunferencias. Al respecto podemos agregar que en los últimos años han surgido técnicas de determinación de redondez, similares a la de Wadell, que evitan el paso previo de proyección (Robson, 1959; Boggs, 1967), agilizando posteriormente el cálculo de la redondez mediante computadoras; estas técnicas no se han ensayado en el presente trabajo como consecuencia de carecer de instrumental adecuado para efectuarlas.

La otra posibilidad es la asignación de un valor de redondez a cada uno de los clastos en estudio, mediante confrontación con cartillas donde figuran modelos de comparación con sus correspondientes valores de redondez. Estas últimas son abundantes en la bibliografía, pudiéndose citar las de Russell y Taylor (1937), Krumbein (1941), Powers (1953), Pettijohn (1957), Ruchin (1958) y Krumbein y Sloss (1963). La utilidad de estos modelos es muy grande, ya que evitan los tediosos pasos de proyección y calado, que por otra parte son los principales factores de introducción de error en la técnica propuesta por Wadell. En la cartilla de Krumbein (1941), se observan figuras con cifras de redondez que van de 0,1 a 0,9. Los valores proporcionados están basados en innumerables aplicaciones de la técnica de Wadell a contornos. Entre éstos, aquel autor ha seleccionado los más representativos para variaciones decimales de redondez. Creemos que es la más adecuada de las cartillas por su abundancia en grados y por el buen número de ejemplos en cada uno de ellos.

A los efectos de comprobar la precisión de esta última — que se denomina redondez visual —, se procedió a calcular valores de redondez para los mismos clastos, aplicando el sistema de Wadell y el de Krumbein. De los resultados obtenidos surge que la diferencia es importante cuando se comparan valores a nivel individual. Esta diferencia deja de ser significativa cuando se trabaja con promedio de 20 o más mediciones. En la tabla I, se detallan los promedios para los mismos 20 granos de cuarzo y otros tantos de feldespato, determinados según las técnicas anteriormente citadas, y las diferencias entre los mismos. Los valores hallados con la cartilla parecen ser ligeramente mayores a los reales; la media aritmética de la diferencia es 0,02. Los promedios que figuran en la citada tabla corresponden a granos

de arena mediana (250-500 micrones) del miembro inferior de la Formación Guandacol (Teruggi *et al.*, 1967), y se realizaron sobre secciones delgadas. Tanto el cálculo según Wadell, como la comparación con la cartilla, se efectuó sobre los contornos trazados mediante proyección con cámara lúcida adosada al microscopio petrográfico. El tamaño de las imágenes oscilaba entre 5 y 8 cm La redondez visual se calculó de la siguiente manera: $P = (n1.0,1 + n2.0,2... + n9.0,9) / N$; donde $n1$: número de granos en la clase 0,1, $n2$: número de granos de la clase 0,2, etc.; y N : número total de granos medidas.

TABLA I

Promedio de redondez para los mismos veinte granos de cuarzo (Qz) y feldespato (F), calculados por los técnicas de Krumbein (1941) y Wadell. (1933). Se muestra el tamaño promedio en micrones y la diferencia entre ambos métodos.

Muestra	Tamaño	Krumbein	Wadell	Krumbein-Wadell
13873	Qz 425	0.31	0.27	+ 0.04
	F 394	0.37	0.34	+ 0.03
13874	Qz 416	0.27	0.27	0.00
	F 446	0.27	0.28	- 0.01
13875	Qz 394	0.27	0.23	+ 0.04
	F 388	0.27	0.27	0.00
13878	Qz 446	0.34	0.33	+ 0.01
	F 406	0.34	0.34	0.00
13883	Qz 423	0.31	0.29	+ 0.02
	F 352	0.26	0.26	0.00
13894	Qz 436	0.34	0.29	+ 0.05
	F 458	0.36	0.33	+ 0.03
13904	Qz 381	0.35	0.32	+ 0.03
	F 405	0.43	0.38	+ 0.05
13907	Qz 438	0.34	0.37	- 0.03
	F 388	0.39	0.35	+ 0.04

Este pequeño exceso en las determinaciones puede despreciarse dado el escaso valor numérico; un cálculo del error introducido en el calcado a pulso del contorno arrojará cifras mayores. Surge entonces de este análisis la conveniencia de trabajar con cartillas en las mediciones de redondez, que además pueden aplicarse directamente sin necesidad de proyectarlos o fotografiarlos, para su ulterior determinación.

Cabe acotar que Tonnard (1964) ha estudiado la incidencia de los factores subjetivos y objetivos en los cálculos de los índices de forma. De los citados en segundo término, la sensibilidad es la más importante (Tabla II).

TABLA II
Coeficientes de manipulación y sensibilidad (Tonnard, 1964)

Técnica	Ind. de Fatiga	Ind. de tiempo	Ind. Sensibilidad
Caillenx.....	1,0	1,0	25,0
Wadell.....	2,0	11,2	26,0
Gognel-Kneuen.....	1,1	1,3	22,3

Por lo tanto surge de este análisis la gran sensibilidad del método de Wadell —el valor más alto de los índices enumerados, y de otros citados en Tonnard (1964)—; pero presentando los más altos índices de tiempo y fatiga. Estos dos últimos pueden atenuarse ampliamente con su determinación mediante cartillas, aunque ello signifique una disminución, aunque muy pequeña en la sensibilidad, como quedará demostrado en las comprobaciones que figuran más adelante.

Por lo tanto nuestra opinión es que no resulta necesaria la evaluación de redondez por Wadell si se dispone de la citada cartilla; se aplicará la técnica primera cuando el número de clastos a medir sea inferior a 20, o cuando se necesiten determinar con exactitud los valores de cada uno de los individuos.

En cuanto a las diferencias a nivel individual que pueden existir entre las citadas técnicas, se efectuó una investigación que implicó la medición de 1160 contornos (correspondientes a rodados del río Sarmiento— Teruggi *et al.*, 1969) de los valores de Wadell y Krumbein. La distribución de frecuencia para la diferencia Krumbein menos Waldell (fig. 1) muestra una dispersión gaussiana con una mediana de $-0,007$, y una media aritmética de $-0,0065$ que corrobora la correspondencia entre los valores medios. La extensión del histograma indica que las diferencias absolutas mayores de 0,10 son comunes, señalando de esta manera el importante contraste según el método para el mismo perfil. La casi perfecta simetría del diagrama de frecuencia demuestra que los valores promedio de Krumbein arrojan cifras comparables a P de Wadell.

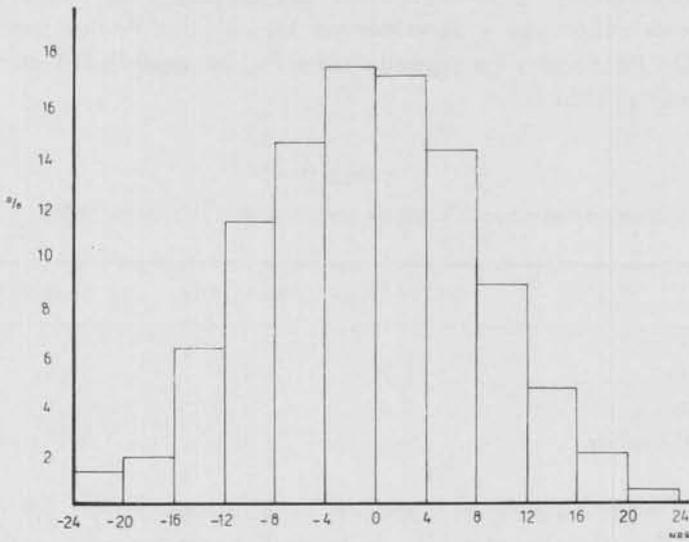


Fig. 1a. -- Histograma de las diferencias de redondez para los mismos 1160 individuos (valor de Krumbein menos el de Wadell). Los valores en abscisa deben multiplicarse por 0,01.

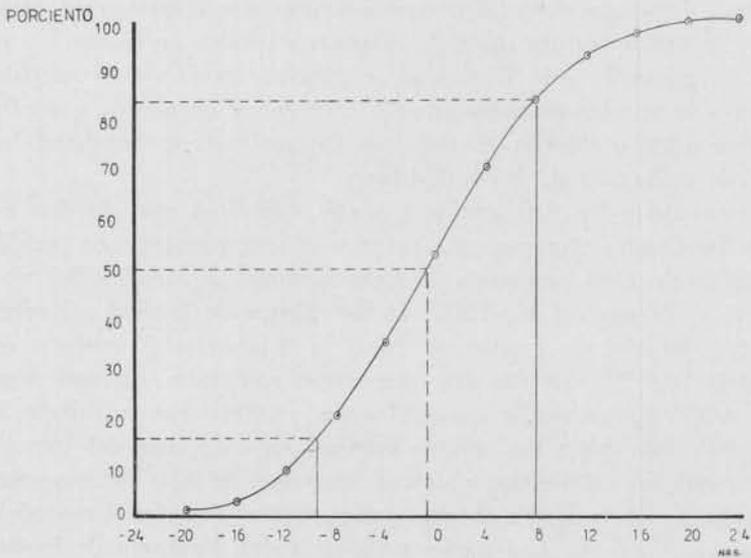


Fig. 1b. — Curva acumulativa correspondiente a los valores de la figura 1a. Mediana = -0,007

Se consideró asimismo oportuno realizar un cálculo de las diferencias de valores que se obtienen entre dos operadores, al hacer determinaciones de redondez con la cartilla de Krumbein (1941), con la finalidad de comprobar la fidelidad del método. De 1160 comparaciones se halló que en el 58,5 % de los casos había coincidencia, difiriendo en 0,1 en el 30 % de las veces, en 0,2 en el 9,8 %, en 0,3 en el 1,8 % del total, indicando de tal modo una distribución gaussiana, con desviación media muy pequeña $-0,05-$, alrededor de la media, arbitrariamente adoptada como cero. Esta confrontación afirma la validez del método y la de los resultados entre distintos trabajos, ya que estas diferencias se anulan dado que poseen signo distinto cuando se trabaja con promedios; por lo tanto, en nuestro caso las diferencias no son tan notables como lo enunciaran Rosenfeld y Griffiths (1953).

Cabe agregar que no se han colocado los valores que surgen por comparación con la cartilla presente en el tratado de Ruchin (1958); esta última resulta menos exacta, aumentando su diferencia con respecto a los valores de Wadell cuanto más angulosos resultan los granos, como consecuencia del procedimiento matemático que adopta para representar cuantitativamente la redondez.

En cuanto a la agrupación de los valores de redondez en determinados grados, hemos elegido la escala geométrica creada por Powers (1953) (Tabla III), por considerarla la más adecuada entre las propuestas (Russell y Taylor, 1937; Pettijohn, 1957), ya que presenta mayor número de grados hacia los términos menos elaborados, generalmente los más abundantes en el caso de fracciones arenosas inmaduras, donde es necesario apreciar diferencias con más detalle.

TABLA III
Escala de redondez de Powers (1953)

Escala de Powers		
Grado	Intervalo de clases	Media geométrica
Muy anguloso.....	0.12-0.17	0.14
Anguloso.....	0.17-0.25	0.21
Subanguloso.....	0.25-0.35	0.30
Subredondeado.....	0.35-0.49	0.41
Redondeado.....	0.49-0.70	0.59
Bien redondeado.....	0.70-1.00	0.84

Podemos agregar finalmente que Alling (1950), sostiene que los valores de redondez obtenidos en secciones delgadas representan un 75 % de los obtenidos a grano suelto.

b) REDONDEZ EN PSAMITAS NO CONSOLIDADAS.

A diferencia del grupo anterior, presenta las siguientes ventajas: es más sencillo y fácil de conseguir a través de una o más preparaciones a grano suelto, un número representativo de mediciones; se puede apreciar el grado de angulosidad del grano no sólo en el contorno sino en toda la superficie del grano; si se realiza el montaje en un líquido de inmersión poco viscoso, los clastos se asentarán preferentemente sobre su superficie mayor, o sea el plano que contiene a los ejes *a* y *b* (Krumbein, 1941), tal como lo recomendara Wadell para determinaciones de redondez. Es por esta razón que resulta sencillo medir el tamaño de los clastos que se están estudiando en el caso que no se haya practicado una separación granulométrica previa por tamizado, pues en tales circunstancias puede considerarse al eje *b* como representativo del tamaño del grano. El otro tipo de medición de tamaño sería por la media de los ejes *a*, *b* y *c*, ya que este último puede ser medido, siendo Huitt (1954), Aschenbrenner (1955), Wright (1957) y Curray y Griffiths (1955) quienes se han ocupado de este tipo de medición en arenas.

Dado que la observación a grano suelto puede hacerse tridimensionalmente, y recorrerse de este modo toda la superficie del clasto, se ha considerado como más adecuada para evaluar cuantitativamente la redondez la cartilla de Powers, donde figuran fotografías de distintos modelos de redondeces artificiales, y que caracterizan cada uno de los grados creados por este autor, siendo la tarea de asignación de valor al clasto más real y exacta en este tipo de psamitas que con cualquier otro modelo bidimensional. La cartilla proporcionada por Russell y Taylor (1937) ofrece modelos de comparación con fotografías de granos reales poco conspicuos, razón por la cual se ha desestimado su uso.

Por otra parte, en los trabajos donde se hace mención de la redondez, y se la considera como un carácter de importancia en distintas interpretaciones sobre el sedimento, debe hacerse un cálculo cuantitativo de esta propiedad a través del producto del número de individuos dentro de cada grado, por la media de ese grado según la escala elegida, sumando luego esos valores y dividiéndolos por el total de

clastos observados, dentro de un intervalo de tamaño. De esta manera se obtienen valores de redondez comparables con los de Wadell, dado que los puntos medios en las cartillas enumeradas (salvo Ruchin, 1958 y Lees, 1964) corresponden a valores de redondez de Wadell, calculados para los cuerpos que en ellas figuran. Esta sería una manera de objetivizar y unificar las determinaciones, que en general han venido siendo efectuadas de muy diversas maneras. De existir esta unidad de métodos serían sencillas las comparaciones, de especial interés para los investigadores dedicados a este tema.

Además de estos valores promedio, conviene representar por número o porcentaje la cantidad de individuos presentes en cada clase. Esta recomendación tiene por objeto detectar mezcla de poblaciones, de importancia en las interpretaciones sedimentológicas, que pueden quedar enmascaradas por valores medios.

En las psamitas no consolidadas resulta sencillo hacer mediciones de redondez en minerales pesados. En tal caso se observará esta propiedad en las especies mineralógicas más estables, o en aquellas que se encuentren adecuadamente representadas en las muestras elegidas. En el caso de intentarse este estudio de redondez en litoclastos debe hacerse agrupando los valores en tipos petrográficos y en grados de tamaño, debiéndose determinar mediante comparación con la cartilla de Powers (1953), un mínimo de 25 granos.

El índice de redondez. Kuenen (1956), introduce el índice de redondez reemplazando L , diámetro máximo de la proyección, por l , diámetro mayor normal a L de la misma figura, en la fórmula de Cailleux (1945). Su expresión $2r/l$, en términos de Wadell sería similar al grado de redondeamiento del vértice más anguloso, ya que l es aproximadamente igual a $2R$. A los valores del índice los multiplica por 1000, tal como había propuesto Tricart (1951) para los índices de Cailleux.

Constituye por lo tanto una forma lógica y simple de medir variaciones semejantes a la redondez de Wadell. En nuestro caso se determinó: r : radio de la circunferencia menor adosada al contorno, y l , que corresponde al eje b de Krumbein.

Cabe aclarar que en nuestras experiencias no pudieron medirse circunferencias de diámetro inferiores a 0,5 mm, lo que evidentemente resta posibilidades al método. Se determinaron los índices de redondez de 500 clastos, de los que ya se tenía el valor de redondez de Wadell. La comparación entre esos valores se ilustra en el diagrama de disper-

ción de la figura 2, que muestra una relación positiva entre ambas variables. La distribución puntual media se acerca a una función lineal $y = m \cdot x + u$, donde $m = 0,65$ y $n = 0,35$ —esta función fue determinada estimativamente y no a través del cálculo de regresión—. Sin embargo, la amplia dispersión alrededor de este valor medio, que declina hacia los términos más redondeados, impide tomar este método con la corrección que surge del citado gráfico.

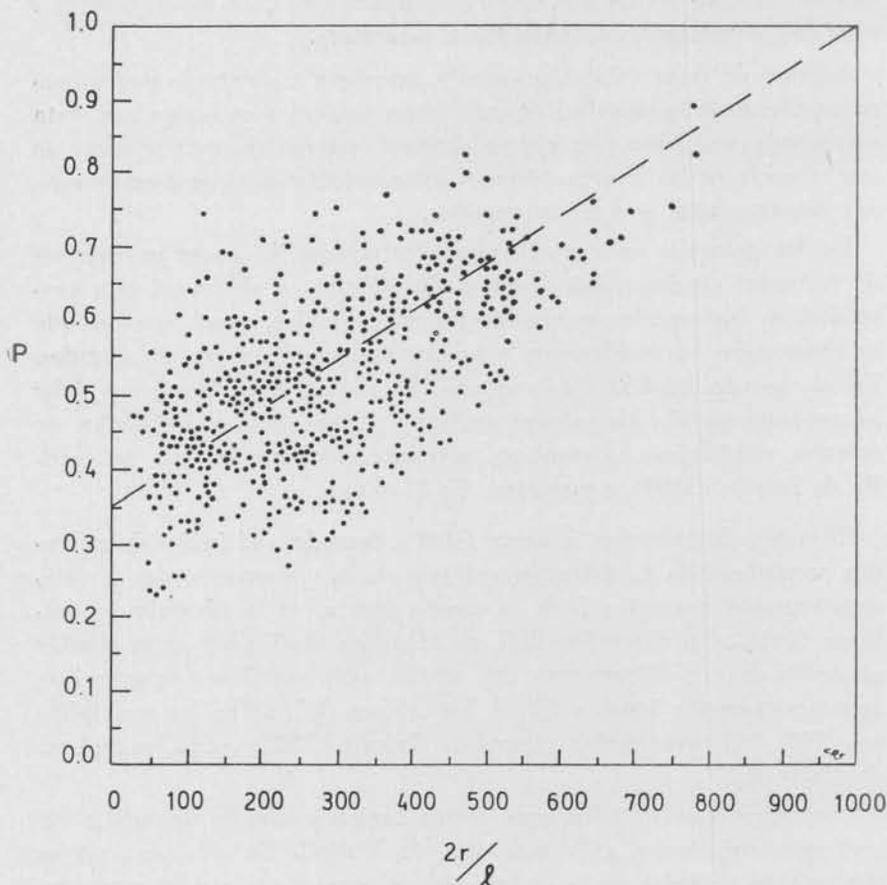


Fig. 2. Diagrama de dispersión efectuado con valores de Wadell (P), y de Kuenen ($2r/l$) para los mismos granos. En línea cortada la distribución media $y = 0,65 \cdot x + 0,35$.

Como queda evidenciado a través de la comparación de las fórmulas de Wadell y Kuenen, r es siempre menor (o excepcionalmente igual) a $\sum r/R \cdot N$, ya que $2R$ es siempre menor o igual a L (fig. 3).

Un análisis de la fórmula de este índice inducirá a pensar que P y el índice de redondez deben dar valores separados por una amplitud más o menos constante. Sin embargo la figura 2 muestra que la dispersión es amplia, aunque siempre por encima de $y : x$; así por ejemplo para un índice de 300 pueden corresponder valores de Wadell de 0,31 a 0,75; estos caracteres impiden tomar, a nuestro criterio, la función hallada como factor de corrección.

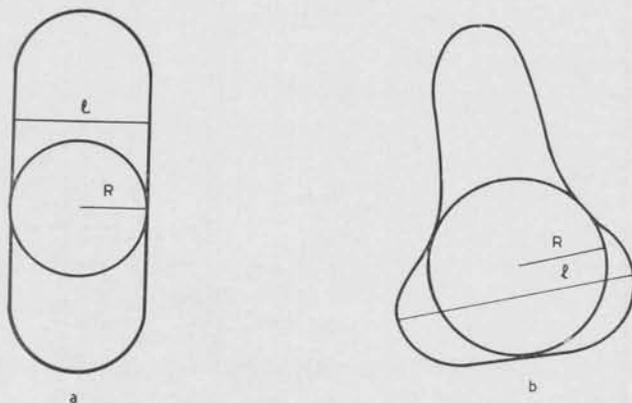


Fig. 3a. — $l = 2R$; $\Sigma r/N = R$ (Kuenen); 3b, $2R < l$; $\Sigma r/N < R$ (Kuenen)
Caso más común

La técnica de Kuenen es poco adecuada para la observación y valoración en detalle. Es siempre más seguro utilizar un promedio, de varias circunferencias, para eliminar el riesgo de medir ángulos de clastos partidos. Por otra parte, cuando se carece de elementos apropiados para la inscripción de circunferencias muy pequeñas, el método carece de mayor significado, ya que clastos sensiblemente diferentes, por limitación en el radio mínimo de las circunferencias que se pueden inscribir, arrojan índices semejantes.

Con la finalidad de obviar esta dificultad, surgida de la difícil medición de diámetros de circunferencias inscritas, que obligan a dar generalmente un valor mínimo tope a todas las muy pequeñas, y a los efectos de evitar asimismo valores influenciados por clastos rotos, es que se pensó en la posibilidad de medir el diámetro de la mayor circunferencia inscrita en el contorno (rI), en lugar de la mínima del índice de Kuenen. Esta determinación es más fácil, haciéndose más apropiada para medir con transportador graduado; por otra parte se evita que el cálculo sea influencia por fenómenos de rotura durante el transporte.

No obstante los resultados obtenidos son tan objetables como los del índice de Kuenen, dado que se produce igual dispersión en el extremo opuesto del diagrama (fig. 4), y aún menor sensibilidad ya que para un valor de 1000 de este índice, pueden corresponder valores de redondez tan desemejantes como 0,35 y 0,88.

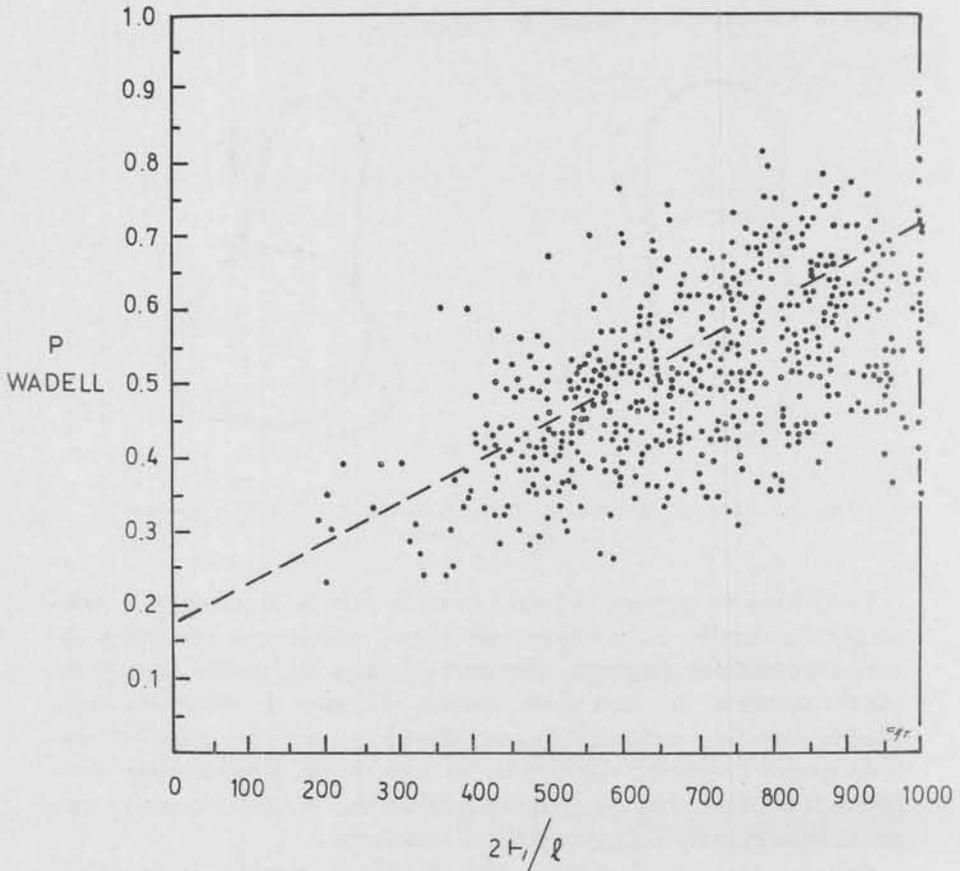


Fig. 4. — Digrama de dispersión efectuado con valores de Wadell (P), y de $2r_1/l$ para los mismos granos. Con línea de puntos la distribución media $y = 0,543x + 0,18$.

Como se muestra en la figura 4, $2r_1/l$ es normalmente superior a P en una cifra apreciable. A pesar de esto se observa que en un 7,6 % de los casos los valores de $2r_1/l$ son inferiores a P ; esto se verifica en los clastos bien redondeados y de baja esfericidad donde $\Sigma r/N$ es

semejante a r_l , de este nuevo índice, y l es mayor que el radio de la máxima circunferencia inscrita (fig. 5).

La función aproximada que representa la distribución media de los puntos del diagrama de la figura 4 es $y = 0,543 \cdot x + 0,18$.

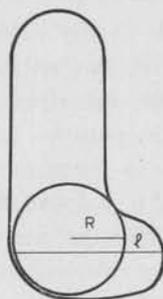


Fig. 5. — $\Sigma r/N = r_1$; $2R < l$. Por lo tanto $2r_1 < r/NR$

Estos dos últimos índices como así también el de Cailleux, presentan valores con amplia dispersión, y por tanto no pueden ser comparados con valores medios de otras poblaciones concentradas; no pueden servir como elementos de comparación estadística. Solamente tomando el logaritmo de estos índices es posible encuadrarlos dentro de límites de variabilidad admisible (Tonnard. 1964).

SIGNIFICADO DE LA REDONDEZ

Si bien en el campo pséfítico existen trabajos que corroboran el aumento de redondez con la distancia de transporte, en la fracción arenosa no existen pruebas de igual variación, o por lo menos de una aproximación cuantitativa de su modificación corriente abajo. Esta última observación es particularmente válida para tamaños inferiores a 500 micrones, donde comienza a manifestarse con preponderancia el transporte por suspensión, en el que los efectos abrasivos son minimizados. Twenhofel (1945) había prevenido sobre la escasísima variación de redondez y esfericidad tanto en transporte por suspensión como por tracción dentro de esta granulometría. Según este autor el redondeamiento ácuco sería poco efectivo por debajo de los 500 micrones, dejando de serlo en tamaños inferiores a los 250; sólo el transporte

eólico redondearía por debajo de este límite. Por su parte Ziegler y Mackie (en Twenhofel, 1945), sostienen que el transporte eólico es más efectivo para provocar aumento de esfericidad y redondez, ya que en el medio áereo el efecto amortiguante de las películas de agua que rodean los granos y la pérdida de peso que sufre todo cuerpo sumergido en ella, disminuyen el proceso de desgaste.

A su vez los estudios de Mc Carthy (1933), Russell y Taylor (1937) en el curso del Mississipi, y las de Pettijohn y Lundahl (1943) en las arenas de playa del lago Erie, muestran un aumento de angulosidad en la dirección del transporte; para los primeros la causa de esta aparente incongruencia se debe a fracturación de los granos corriente abajo; por su parte Pettijohn y Lundahl lo atribuyen a transporte selectivo donde los granos menos esféricos sobrepasan a los esféricos, por lo tanto como redondez y esfericidad varían en el mismo sentido aunque con distinta magnitud, se verifica consecuentemente una disminución de redondez. Muy poca variación de redondeamiento han mostrado estas especies a lo largo de 130 km de transporte en el Río Grande de Jujuy (Mazzoni y Spalletti, 1970).

Las experiencias de laboratorio de Thiel (1940), muestran muy escaso aumento de la redondez de cuarzo y microclino luego de una abrasión equivalente a 2000 millas de transporte, siendo más apreciable el incremento en otras especies minerales, tal el caso de la apatita que muestra un fuerte aumento de esfericidad y redondez en la misma experiencia. Mucho más terminantes parecen ser los ensayos practicados por Kuenen (1959), que probarían mayor redondeamiento del feldespato frente al cuarzo para una distancia de transporte semejante. Este investigador sostiene que la abrasión fluvial sobre granos inferiores a los 2 mm es insignificante, especialmente en los minerales anteriormente citados, al punto que el cuarzo puede aparecer anguloso aún luego de ser sometido a más de 10 ciclos sedimentarios fluviales.

Pettijohn (1962) ha sugerido que se evite interpretar la magnitud del transporte en el tamaño arena en base al redondeamiento de los clastos, criterio al que nos adherimos tomando en cuenta la escasez de investigaciones sobre el comportamiento de esta propiedad en cursos fluviales actuales.

Un patrón de comparación importante fue suministrado por Alling (1950), quien dio los valores iniciales de redondez y esfericidad de cuarzo y microclino según su tamaño; así a los granos entre 300 y 400 micrones de estos minerales les corresponde 0,16 de redondez, prueba de que dichos clastos se incorporan a los procesos de transporte con

cierto redondeamiento. Esta ha sido otra de las razones que nos llevaron a adoptar la escala de Powers (1953), en la que el grado más anguloso está limitado por los valores 0,12 y 0,17.

En cuanto al uso de los valores de redondez como indicadores ambientales, nos podemos referir a los trabajos de Beal y Shepard (1956), y Waskom (1958). Estas investigaciones están referidas a ambientes litorales actuales y comprenden el análisis de arenas menores a 250 micrones. La validez de los valores suministrados en estos trabajos es discutible, ya que como manifestara Twenhofel (1945) "cualquier generalización respecto al desarrollo de redondez y esfericidad de colecciones de arenas en general tiene poco valor, ya que hay poca posibilidad de conocer la historia previa de la arena estudiada". Creemos que es por esta causa que en ambos trabajos se dan valores distintivos diferentes para los mismos ambientes sedimentarios. Estos inconvenientes hacen muy poco seguras las interpretaciones referidas a estos modelos de comparación. Por otra parte las diferencias en el valor de redondez entre los distintos ambientes, no son suficientemente marcadas como para llegar a caracterizarlos numéricamente según nuestro criterio.

De acuerdo con los resultados anteriormente citados, más observaciones propias, creemos que en psamitas poco maduras composicionalmente, en especial aquellas depositadas en ambiente fluvial, la redondez debe tener preponderante significado de procedencia, ya que como fue demostrado (Kuenen, Russell y Taylor, Mazzoni y Spalletti, etcétera) el desgaste en uno de estos ciclos no alcanza a redondear sensiblemente los granos de especies como cuarzo y feldespato. Esta interpretación (cuando aparezcan granos redondeados) debe estar avalada por otros argumentos tales como fragmentos de rocas sedimentarias y crecimientos secundarios redondeados. Cabe señalar asimismo que la mezcla de elementos elaborados con angulosos puede sugerir un aporte mixto, donde se encuentren representados clastos de un ciclo sedimentario anterior y otros provenientes de la destrucción directa de rocas metamórficas o ígneas. En este sentido ha trabajado Banerjee (1964) en la Formación Barakar (Pérmico de la India) donde encontró que los valores de redondez aumentan con la disminución de tamaño. Esta particularidad queda explicada en las psamitas pérmicas por el doble aporte que han tenido; por un lado materiales graníticos y metamórficos alterados que proveen los clastos mayores, y por el otro una ortocuarcita de grano fino.

ESFERICIDAD

Está referida a la proporción en que la forma de un clasto se aleja de una esfera. Fue también Wadell (1933) quien introdujo este concepto, sosteniendo que la expresión más exacta de la forma que refleja el comportamiento de una partícula en suspensión es $\phi = \text{grado de esfericidad verdadera} = s/S$; donde s es el área superficial de una esfera del mismo volumen que la partícula y S es la superficie real de la misma. Dada la imposibilidad práctica de realizar numerosas mediciones, sugiere una técnica basada en el estudio de arenas a grano suelto. Mide entonces el área mayor de la partícula (plano $a-b$) mediante el empleo de un planímetro polar, y halla el diámetro de un círculo que tenga ese área —diámetro nominal aparente— y A diámetro de la circunferencia que circunscribe el contorno. Llama entonces *grado de esfericidad*, ϕ , a la relación d/A que constituye una técnica de medición bidimensional.

Más tarde Wadell (1935), propone dc/Dc ; dc : diámetro de un círculo igual al área del grano cuando está apoyado sobre su cara mayor y Dc : diámetro del círculo más pequeño que circunscribe el contorno. Por su parte Krumbein (1941), introduce una pequeña variación de gran utilidad práctica; establece que $\phi = dn/Ds$, donde dn : es el *diámetro nominal verdadero* (diámetro de una esfera del mismo volumen que el cuerpo); Ds : diámetro de la esfera circundante del grano, representada normalmente por el eje a del clasto. En esta última técnica dn puede ser calculado expeditivamente mediante dos vías: por peso o por volumen del clasto. Si bien esta determinación de esfericidad es sólo practicable en pefitas, se insistirá con ella a continuación debido a que la hemos considerado la más representativa y fiel al concepto de esfericidad de Wadell. Por lo tanto hemos tomado los valores obtenidos por este procedimiento como patrón de comparación de resultados de esfericidad suministrados por otras técnicas. Cabe aclarar que dada la correspondencia que existe entre Dc y Ds se pueden reemplazar en la fórmula sin introducir mayores errores, por lo tanto usaremos Dc , que es de fácil medición a partir de la proyección $a-b$ del individuo.

Determinación de ϕ : dn/Dc por peso. Debe conocerse previamente el peso específico de la muestra en estudio. Cuando se efectúa una investigación sobre individuos de similar petrografía, bastará efectuar varias mediciones de densidad y adoptar la medida obtenida para

ser introducida en el cálculo de esfericidad; por ejemplo para rodados graníticos, la misma fue determinada en 2,65 g/cc (Teruggi *et al.*, 1969). No obstante se requerirá una determinación de densidad de cada uno de los clastos cuando sean de litología distinta; la introducción de una media en esas condiciones puede conducir a errores significativos.

Una vez calculado el peso, y conociendo que el volumen de la esfera es igual a $4 \cdot \pi \cdot r^3$, y que $V = P/Pe$; reemplazando en la segunda fórmula $4 \cdot \pi \cdot r^3 = P/Pe$; luego $r^3 = 0,239 \cdot P/Pe$; y como $dn = 2r$, $2r = dn = 2 \sqrt[3]{0,239 \cdot P/Pe}$.

Si la densidad de los clastos a medir es similar, los cálculos se simplifica notoriamente, ya que la única variable en ese caso sería P .

Determinación de "dn" por cálculo de volumen. Para este cálculo se sumerge el clasto problema en una probeta graduada, con agua, registrando el aumento del nivel de la misma. Este volumen desplazado lo consideramos correspondiente a una esfera de diámetro dn , que es lo que tenemos que averiguar. Nuevamente partimos del *volumen de la esfera* = $4 \cdot \pi \cdot r^3/3$; luego $r = \sqrt[3]{Vol. esf. \cdot 3/4 \cdot \pi}$; finalmente $d = 2 \sqrt[3]{0,239 \cdot Vol. esf.}$. Vale decir que en este caso no entra el cálculo de densidad del clasto.

Las fuentes de error en ambos métodos son las siguientes: en el volumétrico se hace dificultosa la lectura de los aumentos de volumen, que se aprecian con un error absoluto de 3 cc, siendo por este motivo menos exacta la medida de dn , ya que en el método de determinación por peso se puede apreciar hasta la milésima de gramo con balanza de precisión, elemento común en laboratorios modernos. En cambio, la medición de diámetro nominal verdadero por peso, tiene por error la diferencia de peso específico que puede existir entre los clastos y el peso específico medio que se haya adoptado; este error queda desvirtuado cuando se hacen cálculos de densidad de cada una de las unidades. En este último caso las determinaciones se hacen largas y tediosas.

En el gráfico de la figura 6, se han representado los valores de esfericidad para los mismos clastos calculados según ambas posibilidades. Se puede observar que la coincidencia es casi perfecta, alineándose los puntos en una función $y = x$, con escasa dispersión, demostrando de este modo la corrección y correspondencia de los

métodos aplicados a la determinación de esfericidad por peso o volumen. El análisis efectuado permitió cotejar valores de esfericidad de 40 clastos con el análisis.

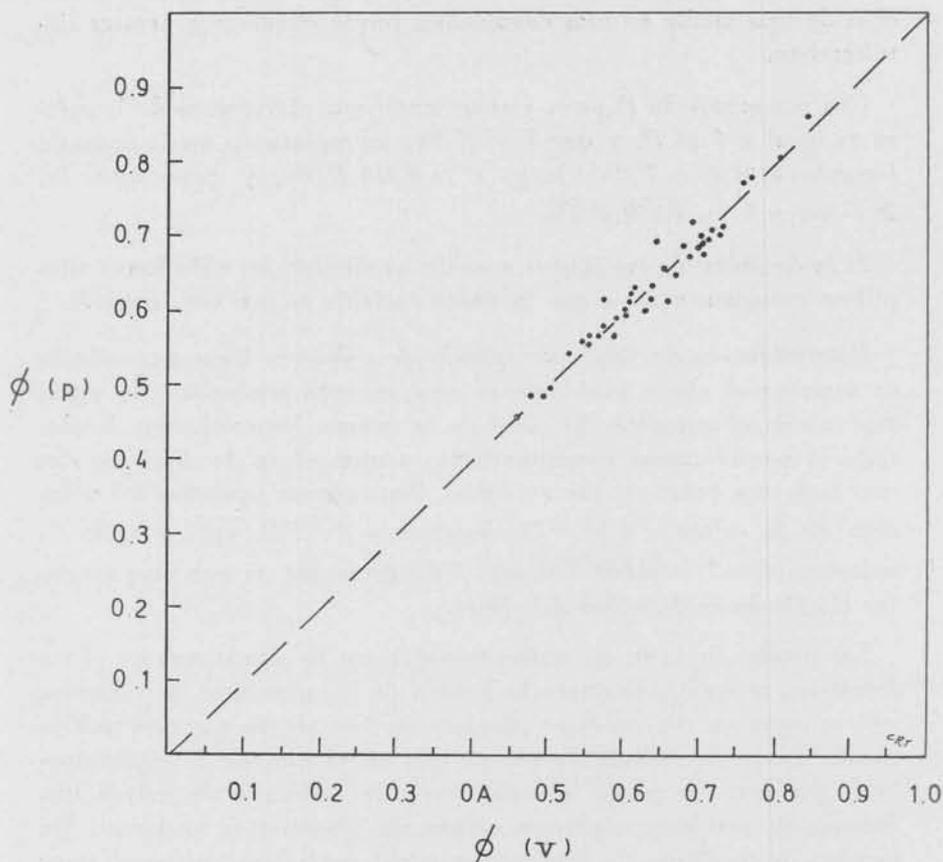


Fig. 6. — Diagrama de dispersión efectuado con determinaciones de esfericidad (ϕ) mediante medición de peso (p) y volumen (v) de los mismos cuarenta clastos

De las consideraciones anteriores surge que es recomendable la determinación por peso para hallar la esfericidad, principalmente cuando un control litológico previo de los clastos indica que sus densidades son bastante parecidas; en ese caso bastará la determinación de peso específico medio, para su posterior utilización en cada uno de los cálculos. En cambio es aconsejable la determinación de esfericidad por volumen cuando la densidad de los clastos sea dispar.

Relación entre valores de esfericidad obtenidos mediante $\sqrt[3]{(b/a)^2 \cdot c/b}$ (tablas de Catacosinos, 1965) y las determinaciones de $\phi = dn/Dc$ (por peso de los clastos).

Sobre los 40 clastos que sirvieron a la determinación de esfericidad mediante cálculos de peso, se realizaron las mediciones de los ejes a , b y c . Se determinaron posteriormente las razones b/a y c/b , que mediante el empleo de las tablas de Catacosinos (1965), mostraron la forma y esfericidad de cada uno de esos clastos. Se cotejaron entonces esos valores con los ϕ anteriormente obtenidos (fig. 7), observándose en todos los casos que las determinaciones basadas en la fórmula de Krumbein ($\phi = \sqrt[3]{(b/a)^2 \cdot c/b}$) dan cifras mayores salvo un solo caso. La media aritmética de estas diferencias es 0,061, y corresponde aproximadamente a la recta trazada por encima de $y = x$, representando la función $y = 1,09 \cdot x + 0,007$. La amplitud total de estas diferencias es 0.250.

En la figura 7 se han ubicado con diferentes trazas las distintas geométricidades creadas por Zingg (1911, en Pettijohn, 1957). De este diagrama de dispersión surge que la determinación de esfericidad por tablas de Catacosinos o por diagrama de Zingg-Krumbein, tendría menos error para clastos de baja esfericidad. En especial los tabulares son los que presentan menos error en su determinación. Los valores límites de diferencia Zingg-Krumbein menos los valores correspondientes de dn/Dc son 0,220 y 0,030. El error medio para cada una de las geométricidades es de 0,045 para los tabulares, 0,061 para los discoidales, 0,062 para los ecuantos y 0,075 para los prismáticos. Cabe aclarar que el único valor negativo de esta diferencia corresponde a un clasto tabular.

Dado el carácter de la diferencia y la homogeneidad señalada en el signo de aquélla, se puede concluir que los valores de esfericidad calculados mediante los tres ejes son comparables entre sí, y a su vez están relacionados por un valor casi constante con los de esfericidad verdadera, por lo que como método comparativo sirve perfectamente a los fines del análisis de la esfericidad.

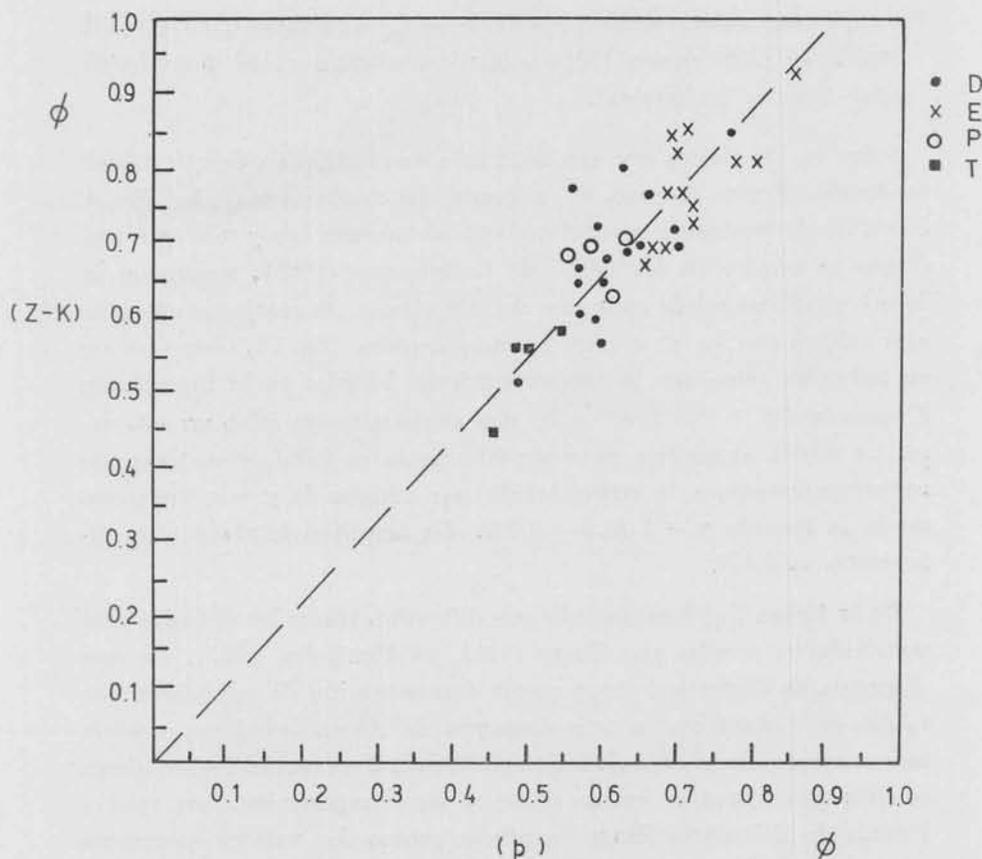


Fig. 7. — Diagrama de dispersión efectuado mediante Zingg-Krumbein ($Z-Kr$) y por peso (p) para los mismos clastos: ●, discoidales; ×, ecuanter; ○, prismáticos; ■, tabulares. La función trazada representa la distribución media $y = 1,09. x + 0,007$.

Determinaciones de circularidad

Este término, introducido por Alling (1950) se extiende a todas las mediciones planares (no volumétricas), destinadas a dar una idea de la esfericidad de los clastos. Entre ellas citaremos las de Riley (1941), la de Pye y Pye (1941) y la de Rittenhouse (1943).

1. *Técnica de Riley.* El cálculo de circularidad se efectúa también sobre el plano mayor del contorno del clasto. La raíz cuadrada del cociente d_i/D_c , según este autor, indica el valor de esfericidad, siendo d_i el diámetro de la máxima circunferencia inscrita en el contorno

y D_n el diámetro de la mínima circunferencia que puede circunscribirlo. Estos parámetros corresponderían aproximadamente a los ejes a y b de Krumbein, por lo que creemos que el índice de Riley se ase-

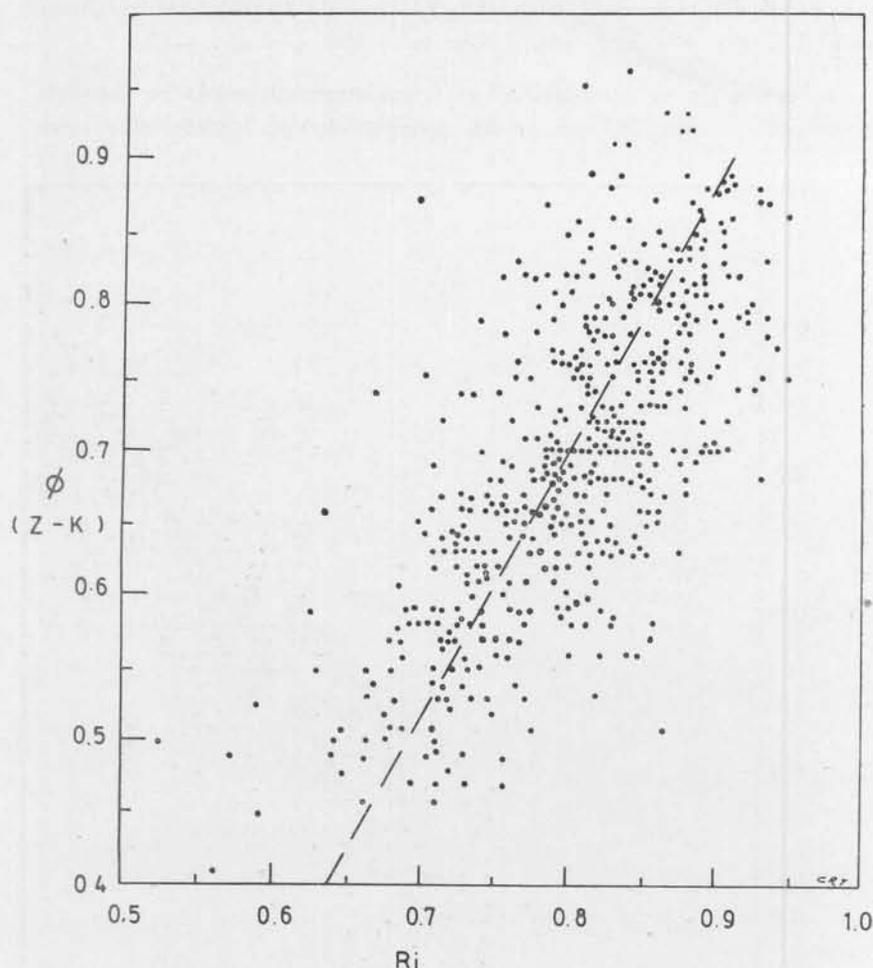


Fig. 8. — Diagrama de dispersión efectuado con valores de esfericidad de Zingg-Krumbein ($Z-K$), frente a los de circularidad de Riley (Ri) para los mismos clastos. Función representada $y = 1,804x - 4,3$.

mejoría más al índice de elongación (b/a) (Lees, 1964), que a un valor de esfericidad.

Los valores de circularidad obtenidos de este modo son más elevados que los correspondientes a esfericidad calculados por intercepcio-

nes. Cuanto menores son los valores de esfericidad, mayor es el error que tiene este método. Así lo prueba la figura 8, donde se observa que la curva promedio de la representación se acerca a $y = x$ hacia valores de Zingg-Krumbein de 0,9. El tipo de función representada sería del tipo $y = m \cdot x + n$, donde $m = 1,80$ y $n = -4,3$.

Esta medición de circularidad es frecuentemente usada en estudios psamográficos, por lo que se ha considerado de interés relacionar

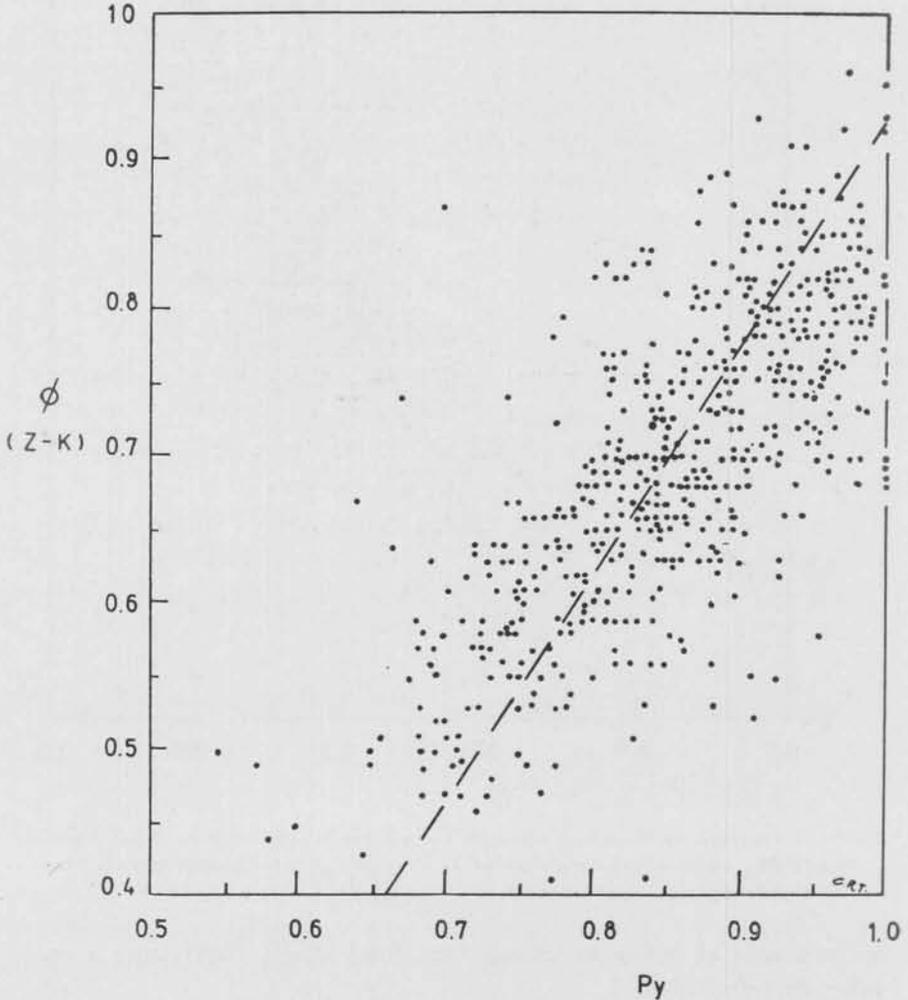


Fig. 9. — Diagrama de dispersión efectuado con valores de esfericidad de Zingg-Krumbein (Z-Kr), frente a los de circularidad de Pye y Pye (P_y), para los mismos clasos. Función representada, $y = 1,54 \cdot x - 5,00$.

estos valores con una técnica tridimensional como la de Krumbein. Por otra parte como conocemos la relación entre esta última con la de $\phi = dn/Dc$, podemos calcular el error absoluto de esta técnica.

2. *Técnica de Pye-Pye.* Al igual que el método de Riley, consiste en la raíz cuadrada del cociente de dos parámetros, en este caso representados por l y L , eje mínimo y máximo tomados en ángulo recto sobre la proyección del plano $a-b$ del elasto; en otras palabras, sería

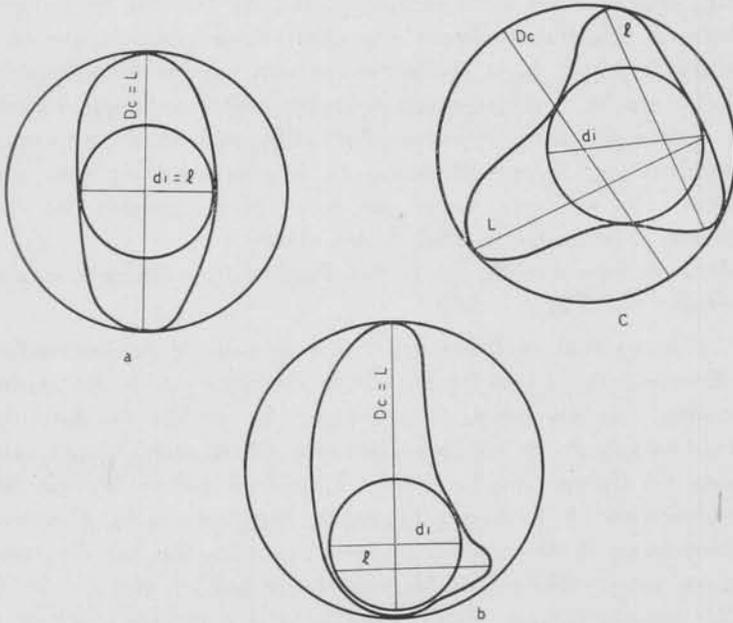


FIG. 10

Fig. 10a. — $di = l$; $Dc = L$; 10b, $di < l$; $Dc = L$; 10c, $di < l$; $Dc > L$.

la raíz cuadrada del índice de elongación. El gráfico de la figura 9, indica una mayor diferencia con los valores de Zingg-Krumbein, que en el de Riley. En efecto, los valores de Pye y Pye (1943) son por lo general más altos —a veces iguales—, pero nunca menores que los de Riley. Esta característica queda evidenciada en la figura 10, donde se explica geoméricamente la causa de esta relación.

La figura 9 indica una mayor correspondencia de los resultados de la técnica a medida que los cuerpos analizados tienen una relación de ejes a y b parecidas (equidimensionales y discoidales), siendo los tabulares y prismáticos los que más difieren, en más o en menos del

método de esfericidad de Krumbein, de acuerdo al siguientes esquema: *ecuanter*: valor de Riley semejante al de Krumbein; *prismáticos*: valor de Riley menor al de Krumbein; *discoidales*: valor de Riley mayor al de Krumbein y *tabulares*: valor de Riley menor, semejante o mayor al de Krumbein.

Cabe agregar que los trabajos de Riley (1941) y de Pye y Pye (1943), incluyen comparaciones de valores de circularidad con los determinados mediante la fórmula del diámetro nominal aparente de Wadell, distinguiendo estas comparaciones en función de las geometrías de los granos. Tanto esta observación como la que se puede extraer a partir de la confrontación con valores de esfericidad o calculados con a , b y c , carecen de valor práctico ya que cuando se hacen determinaciones de esfericidad bidimensionales es porque no se puede realizar la cuantificación de la propiedad en base a estos parámetros. Es por esta razón que no se han agrupado los valores de acuerdo a la geometría de los elastos.

La función representada por la distribución de la figura 9, es aproximadamente $y = 1,54 \cdot x - 5,00$.

3. *Técnica visual de Rittenhouse*. Un método de determinación rápido de circularidad está basado en la comparación de los contornos en estudio, con los proporcionados por la cartilla de Rittenhouse (1943). Los valores de los contornos que allí figuran, fueron calculados para las figuras con la técnica bidimensional de Wadell. Según puede deducirse de la figura 11, queda comprobada la eficiencia de este método en la descripción de circularidades. En ese diagrama se comparan estos valores con los calculados por el método de Riley para las mismas figuras; la distribución $y = x$ es casi perfecta, mostrando una leve dispersión, lo que indica la eficacia del procedimiento. No obstante, parece ser que los valores hallados visualmente por confrontación resultan ligeramente más altos (media aritmética $+ 0,02$), siendo esta diferencia despreciable si se toman en cuenta la participación de factores subjetivos en el método, que impiden además tomar los resultados aquí obtenidos como corrección sistemática de determinaciones efectuadas por otro operador.

A este respecto, coincidimos en parte con Rosenfeld y Griffiths (1953), en el sentido de que la aplicación de los métodos estimativos visuales no son garantía de conclusiones válidas; pero a diferencia de estos autores, creemos que es recomendable estimar la circularidad con la cartilla de Rittenhouse en lugar de medirla (especialmente para valores promedio) como queda demostrado en el gráfico de la figura 11.

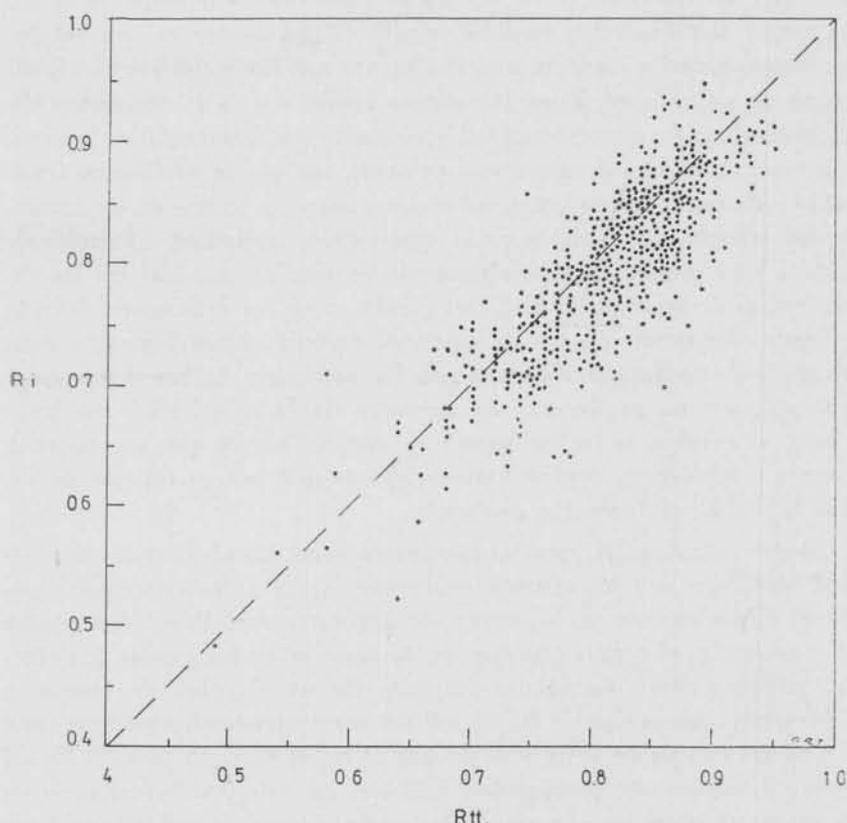


Fig. 11. — Diagrama de dispersión de valores de circularidad para los mismos granos determinados por las técnicas de Riley (R_i) y por la de Rittenhouse (R_{tt})

SIGNIFICADO DE LA ESFERICIDAD

Si bien es lógico suponer el aumento de esta propiedad en la dirección de transporte, y algunos trabajos así lo prueban (Krumbein, 1941; Pettipohn, 1957), sus variaciones pueden no llegar a ser las esperadas (Teruggi *et al.*, 1969). Si tenemos en cuenta que el aserto anterior se refiere a materiales pefíticos, se pueden intuir lo complicado que puede resultar el panorama de las fracciones arenosas, donde se tornan críticos los mecanismos de tipo selectivo, al hacerse despreciable la acción abrasiva, en función de la cual se basan las interpretaciones de redondez y esfericidad. Es así, que cuando hay transporte en suspensión, los granos más angulosos son movidos o adelantados

más que los esféricos, y los de mayor peso específico superan a los de mayor densidad. En cambio, cuando el transporte es por rolido, los clastos grandes viajarán más fácilmente que los pequeños con igual grado de esfericidad. Estos fenómenos conducirán a la concentración de individuos de alta esfericidad y redondez en determinados lugares, y a concentraciones de angulosos en otros, sin que se verifiquen fenómenos abrasivos importantes sobre los granos, a través de los cuales se ha tratado de explicar estas variaciones texturales (Twenhofel, 1945). Una prueba de esta afirmación se puede encontrar en las experiencias de laboratorio de Thiel (1940), y en las de Kuenen (1959), quienes sometieron clastos de distintas especies mineralógicas a condiciones abrasivas más rigurosas que las naturales. Ambas demuestran que en caso de producirse un aumento de la esfericidad corriente abajo, el cambio es insignificante en especial en lo que se refiere a cuarzo y feldespato, especies mineralógicas que por su representatividad han sido asiduamente analizadas.

Es por estas causas que las interpretaciones basadas en la esfericidad tropiezan con los mismos inconvenientes que los enunciados para la redondez, con el agravante de presentar modificaciones mucho más pequeñas al actuar procesos de desgaste sobre los granos. En efecto, Alling (1950) da valores iniciales de circularidad de cuarzo y feldespato, que serían de 0.740 y 0.760 respectivamente, evidenciando un escaso campo de variación, ya que el valor máximo es 1.00. Es así que los valores de circularidad hallados en nuestras investigaciones se encuentran en la mayoría de los casos, dentro de un intervalo estrecho (0.65 a 0.80) que reflejaría esencialmente la forma inicial del grano cuando se separó de la roca madre (Ingerson y Ramisch, 1942; Pettijohn y Lundahl, 1943; Alling, 1950).

Por los factores señalados, consideramos que las determinaciones de esfericidad en la fracción arena carecen al parecer de valor, dado que la redondez varía en la misma dirección, siendo más sensible y fácil de apreciar, consideramos de escasa trascendencia la obtención de valores de circularidad o esfericidad. Por otra parte, la determinación de la forma mediante las intercepciones de Zingg, carecería asimismo de valor sedimentológico teniendo en cuenta la débil acción abrasiva subácua que sufren los granos arenosos.

INCONVENIENTES EN LA DETERMINACION DE REDONDEZ Y ESFERICIDAD EN PSAMITAS

Ellas surgen de las modificaciones diagenéticas que pueden haber afectado la forma y textura superficial de los clastos, las que deben ser cuidadosamente individualizadas a los efectos de evitar determinaciones erróneas e interpretaciones infundadas.

El impedimento más frecuente que obstaculiza este tipo de mediciones es el crecimiento secundario, frecuentemente presente en los granos de cuarzo. Este problema es fácil de resolver cuando es reconocible por líneas de impurezas y pigmentación. El valor debe tomarse sobre el perfil primario del clasto. En el caso de presentarse los crecimientos secundarios redondeados, debe estimarse la redondez del perfil primario y también del epigénico, y la esfericidad del primer contorno. Cuando no sean reconocibles los contornos clásticos se evitará hacer mediciones sobre los granos. Lo mismo puede afirmarse cuando los crecimientos secundarios afecten granos de feldespatos.

Otras modificaciones reconocibles son las corrosiones por cemento o matriz, que atacan irregularmente las superficies de los granos (fig. 12). Este fenómeno debe ser cuidadosamente reconocido, para que los clastos afectados no se incluyan en el análisis de redondez y/o esfericidad.

La tercera posibilidad sería la presencia, en cortes delgados, de contactos no deposicionales entre granos, contactos cóncavo convexos (Taylor, 1950), motivados por flujo o solución por presión de los puntos de contacto entre individuos, que podrían afectar los cálculos de redondez o esfericidad (fig. 13).

CONCLUSIONES

1. La medición de redondez y esfericidad debe realizarse sobre especies mineralógicas que, por ser estables o metaestables, son lo suficiente abundantes para permitir establecer comparaciones entre distintas partes de una unidad litoestratigráfica, y con los valores que figuran en la bibliografía. En preparaciones de grano suelto debe intentarse asimismo la medición de la redondez en minerales pesados, dada la escasa variación que manifiestan los minerales félsicos, como lo prueban numerosos trabajos realizados.

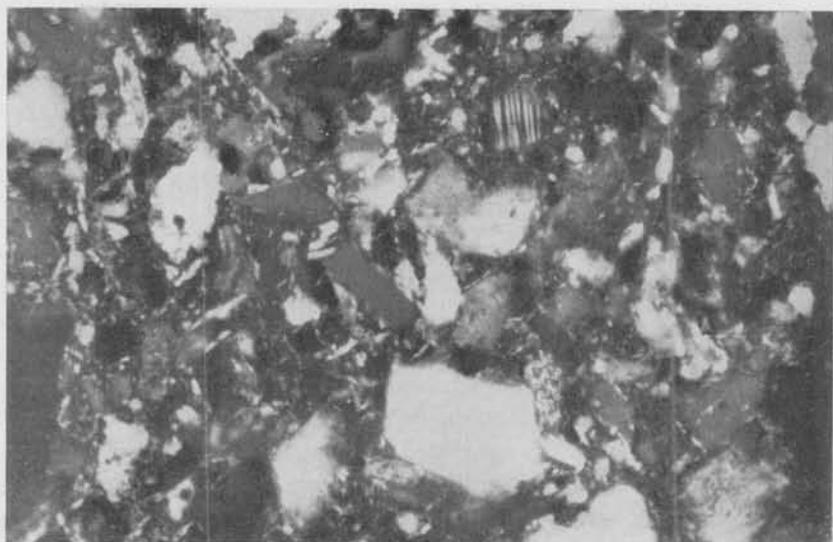


Fig. 12. — Corrosión de granos de cuarzo y feldespato por matriz. Nótese el contorno indefinido y recortado de los granos



Fig. 13. — Contactos cóncavo convexos, complicados con crecimiento secundario y corrosión

2. Las determinaciones de esfericidad y redondez, dentro de un grado granulométrico, deben hacerse sobre no menos de 20 granos por corte delgado, y en lo posible más en grano suelto, por especie mineralógica, cuidando de no incluir granos con bordes afectados por fenómenos diagenéticos.

3. Se recomienda la determinación de valores medios de redondez de cada muestra a los efectos de objetivizar las observaciones, teniendo siempre en cuenta la naturaleza mineralógica o petrográfica y tamaño de los clastos. Es necesario, asimismo, mostrar el número o por ciento de cada uno de los grados de redondez presentes, a los efectos de mostrar mezclas de poblaciones que pueden pasar inadvertidas en los valores totales medios.

4. En redondez, si bien la técnica visual de Krumbein puede diferir en valores importantes con el valor de Wadell para una medición, los promedios para 20 o más clastos son lo suficientemente similares como para que pueda ser utilizada sin errores significativos.

5. El índice de redondez de Kuenen mide una propiedad textural muy similar a la redondez de Wadell, aunque no es constante su relación numérica con éste. No obstante, merece ser tenido en cuenta, por la legitimidad de conceptos que involucra y por su simpleza operativa. Consideramos que sería de interés comparar su comportamiento con otras propiedades tales como geometricidad, platidad y esfericidad. Dentro del campo psamítico se presenta la dificultad de tener que trabajar con técnicas de proyección, si no se dispone de instrumental moderno. El intento $2r/l$, según nuestras observaciones, tampoco satisface las exigencias anteriores, contando con menores posibilidades.

6. Entre las escalas de redondez propuestas surge como la más conveniente la de Powers (1953), quien limita en 0,12 la redondez mínima, hecho justificable ampliamente ya que, como se ha visto (Alling, 1950) se adecua a valores reales. Por otra parte, consideramos más significativa la presencia de mayor número de clases en los términos menos elaborados a juzgar por la magra modificación de esta propiedad en los procesos de transporte.

7. En cuanto a la esfericidad real o verdadera, hemos considerado como tal a la obtenible a partir de $\phi = dn/Dc$, calculando el diámetro nominal verdadero a partir del peso de cada clasto, previa signación de peso específico.

8. Los valores de esfericidad determinados con la fórmula $\phi = \sqrt[3]{(b/a)^2 \cdot c/b}$ (Krumbein, 1941), son ligeramente mayores que los

de esfericidad verdadera; esta diferencia disminuye cuanto menos esféricos son los cuerpos, siendo la media aritmética de esta diferencia 0,061.

9. Entre las técnicas de circularidad, si bien se estima como más adecuada la de Riley (1941), por presentar valores más cercanos a los de Krumbein, sugerimos el empleo de la cartilla de Rittenhouse, ya que con ella se pueden obtener resultados similares (en valores promedio) a los calculados mediante otras técnicas más laboriosas.

10. En psamitas consolidadas se aconseja la determinación directa de estas propiedades texturales, mediante la cartilla de Krumbein (1941) para redondez, y la de Rittenhouse para circularidad. Si se deseara mayor exactitud, se podrá trabajar sobre proyecciones midiendo la redondez por el método de inscripción de circunferencias de Wadell, cuantificando la circularidad con la técnica de Riley (1943).

11. En preparaciones de grano suelto, se recomienda el uso de la cartilla de Powers (1953) para evaluación de redondez, y la de Rittenhouse para estimación de esfericidad.

12. El grado de redondeamiento se usará en la caracterización textural de la roca (Folk, 1956; Chen, 1968), y tomando en consideración otras evidencias, en la interpretación de procedencia. El criterio que prevalece actualmente es que no debe utilizarse el redondeamiento como elemento indicador de la magnitud del transporte.

13. Siendo la circularidad una medición que se realiza normalmente en la fracción arena (y que sufre menores modificaciones que la redondez por procesos abrasivos) cuyos individuos reflejan preponderantemente la forma inicial del grano, y no la influencia sobre ella del transporte, juzgamos de interés aleatorio su evaluación en este tipo de sedimentos.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su especial agradecimiento al Dr. Mario E. Teruggi, por las interesantes sugerencias aportadas durante el desarrollo de este trabajo, como así también por la lectura y corrección del manuscrito final.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, H. (1950). *Initial shape and roundness of sedimentary rock particles of sand size*. Jour. Sed. Petrol., vol. 20, n° 3 (133-147).
- ASCHENBRENNER, B. C. (1955). *A photogrammetric method for the tridimensional measurement of sand grains*. Photogramm. Engineering, vol. 21 (376-382).
- BANERJEE, I. (1964). *Size-roundness relation in the Barakar sandstones of the south Karanpura Coalfield, India*. Sedimentology, vol. 3, n° 1 (22-28).
- BEAL, A. and SHEPARD, F. (1956). *A use of roundness to determine depositional environments*. Jour. Sed. Petrol., vol. 26, n° 1 (46-60).
- BOGGS, S. JR. (1967). *Measurement of roundness and sphericity parameters using an electronic particle size analyzer*. Jour. Sed. Petrol., vol. 37, n° 3 (908-913).
- CAILLEUX, A. (1945). *Distinction des galets marins et fluviaux*. Bull. Soc. Géol. France, 5 série, t. XV, n° 7-8.
- CATACOSINOS, P. (1965). *Tables for the determination of sphericity and shape of rock particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 35, n° 2 (354-365).
- CURRAY, J. R. and GRIFFITHS, J. C. (1955). *Sphericity and roundness of quartz grains in sediments*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 66 (1075-1096).
- CHEN, P. Y. (1968). *A modification of sandstone classification*. Jour. Sed. Petrol., vol. 38, n° 1 (54-60).
- FOLK, R. L. (1956). *The role of texture and composition in sandstone classification*. Jour. Sed. Petrol., vol. 26 (166-171).
- HUETT, J. L. (1954). *Three dimensional measurement of sand grains*. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geol., vol. 38 (159-160).
- INGERSON, E. and RAMISCH, J. L. (1942). *Origin of shapes of quartz grains*. Amer. Mineral., vol. 27, n° 9 (505-606).
- KRUMBEIN, W. C. (1941). *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 11, n° 2 (64-72).
- KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L. (1963). *Stratigraphy and sedimentation* (2a. Ed.). San Francisco, Freeman and Co., 660 pp.
- KUENEN, H. (1956). *Experimental abrasion of pebbles: 2 rolling by current*. Jour. Geol., vol. 64, n° 4 (336-368).
- (1959). *Experimental abrasion. Fluvial action on sand*. Am. Jour. Sci., vol. 257 (172-190).
- LEES, G. (1934). *A new method for determining the angularity of particles*. Sedimentology, vol. 3, n° 1.
- MAC CARTHY, G. R. (1933). *The rounding of beach sands*. Am. Jour. Sci., vol. 25 (205-224).
- MAZZONI, M. M. y SPALLETTI, L. A. (1970). *Sedimentología de las arenas del Río Grande de Jujuy*. Rev. Mus. La Plata. En prensa.
- PETTIJOHN, F. J. (1957). *Rocas Sedimentarias*. EUDEBA, 731 pp., Bs. As.
- (1962). *Paleocurrents and paleogeography*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 46, n° 8 (1468-1493).
- PETTIJOHN, F. J. and LUNDAHL, A. C. (1943). *Shape and roundness of Lake Erie beach sands*. Jour. Sed. Petrol., vol. 13, n° 2 (69-72).
- POWERS, M. C. (1953). *A new roundness scale for sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol., vol. 23, n° 2 (117-119).

- PYE, W. D. and PYE, H. N. (1943). *Sphericity determination of pebbles and sand grains*. Jour. Sed. Petrol., vol. 13, n° 1 (28-34).
- RILEY, N. A. (1941). *Projection sphericity*. Jour. Sed. Petrol., vol. 11, n° 2 (94-97).
- RITZENHOUSE, G. (1943). *A visual method of estimating two dimensional sphericity*. Jour. Sed. Petrol., vol. 13, n° 2 (79-81).
- ROBSON, D. A. (1958). *New technique for measuring roundness of sand grains*. Jour. Sed. Petrol., vol. 28 (108-110).
- ROSENFELD, C. and GRIFFITHS, J. C. (1953). *An experimental test of visual comparison technique in estimating two dimensional sphericity and roundness of quartz grains*. Am. Jour. Sci., vol. 251 (553-585).
- RUCHIN, L. B. (1958). *Grundzüge der Lithologie*. Akademie-Verlag, 806 pp. Berlin.
- RUSSELL, R. D. and TAYLOR, R. E. (1937). *Roundness and shape of Mississippi River sands*. Jour. Geol., vol. 45 (225-267).
- TAYLOR, J. (1950). *Pore space reduction in sandstone*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 34, n° 4 (701-716).
- TERUGGI, M. E., ANDREIS, R., INÍGUEZ, A., ABIAT, J., MAZZONI, M. M. y SPALLETTI, L. A. (1969). *Sedimentology of Paganzo beds at Cerro Guandacol, province of La Rioja*. I Simp. Inter. Geol. Paleont. Gondwana. Mar del Plata, 1967, t. II (857-880).
- TERUGGI, M. E., MAZZONI, M. M. y SPALLETTI, L. A. (1969). *Sedimentología de las gravas del río Sarmiento, provincia de La Rioja*. Rev. Mus. La Plata. En prensa.
- THIEL, G. (1940). *The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size*. Jour. Sed. Petrol., vol. 10, n° 3 (103-124).
- TONNARD, V. (1961). *Critères de sensibilité appliqués aux indices de forme des grains de sable, Deltaic and shallow marine dep.*, Develop. in Sedimen., vol. 1 (410-416). Elsevier, Amsterdam.
- TRICART, J. (1951). *Etude sur le façonnement des galets marins*. Proc. 3d. Cong. Sedimentation (245-255).
- TWENHOFEL, W. H. (1945). *The rounding of sand grains*. Jour. Sed. Petrol., vol. 15, n° 2 (59-71).
- WADELL, H. (1932). *Volume, shape, and roundness of rock particles*. Jour. Geol., vol. XL, n° 5 (443-451).
- (1933). *Sphericity and roundness of rock particles*. Jour. Geol., vol. XLI, n° 3 (310-331).
- (1935). *Volume, shape and roundness of quartz particles*. Jour. Geol., vol. XLIII, n° 3 (258-280).
- WSAKOM, J. D. (1958). *Roundness as an indicator of environment along the coast of Panhandle, Florida*. Jour. Sed. Petrol., vol. 28 n° 3 (351-360).