

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN GUANDACOL (CARBÓNICO)
EXTREMO SUR DE LA SIERRA DE MAZ, PROVINCIA DE LA RIOJA ¹

POR LUIS ANTONIO SPALLETTI

RESUMEN

En el presente trabajo son estudiadas las estructuras sedimentarias de la Formación Guandacol (Carbónico). Estas estructuras han sido clasificadas genéticamente en dos grandes grupos: mecánicas y químicas, siendo, a su vez, las primeras subdivididas en deposicionales, de agradación y degradación, predeposicionales y postdeposicionales o deformacionales.

La asociación de estructuras sedimentarias mecánicas ha sido interpretada por otros autores, como de ambientes eugeosinclinales y producidas a partir de corrientes de turbidez, pero la presencia de restos vegetales en perfecto estado de conservación ha demostrado que las rocas de la Formación Guandacol se depositaron en zonas típicamente continentales, por lo que son interpretadas como diamictos, transportados por mecanismos de alta viscosidad tales como movimientos de remoción en masa y cursos de agua de régimen variable, originados en áreas pedemontanas.

En lo que respecta al estudio de las paleocorrientes, las estructuras direccionales han demostrado que el aporte de los materiales detríticos se produjo, en general, desde el sector este, virando sucesivamente desde el nornoreste al sudeste a través de todo el tiempo que duró la depositación de las sedimentitas estudiadas.

ABSTRACT

This paper deals with the sedimentary structures of the Guandacol Formation (Carboniferous) of the Paganzo Beds in La Rioja, Argentina. The structures are classified into chemical and mechanic, and the latter are subdivided into depositional,

¹ Este trabajo pudo ser efectuado gracias al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, entidad que otorgara al autor una Beca de Iniciación en la actividad científica.

agradational and degradational, predepositional, and postdepositional or deformational types.

Many of the structures here described have been considered to be produced by turbidity currents in eugeosyncline environments, but as the Guandacol Formation is typically terrestrial, with abundant plant remains, the rocks are thought to be diamictites which were transported by agents of high viscosity such as mass waste, and piedmont variable watercourses.

All structures are described, illustrated and interpreted. Furthermore, their use in determination of paleocurrents show that clastic materials came at first from north-northeastern highlands and then veered gradually towards a southeastern provenance. The overall provenance of the rock forming clastics is from the East.

INTRODUCCION

Gran número de investigadores se han ocupado, especialmente durante los últimos 20 años, del estudio de las estructuras sedimentarias, pues son elementos que, aparte de su interés genético, permiten deducir dos importantes cuestiones referentes a la interpretación de las rocas que las poseen, el ambiente de sedimentación y la dirección de las corrientes que depositaron sus componentes detríticos.

Aunque su valor es innegable, en la Argentina los trabajos que tratan estas propiedades con especial atención, recién comienzan en el año 1964 con la publicación de Teruggi, continuando posteriormente con los estudios de Andreis (1965) y Teruggi et al. (1967). Aparte de éstos, no se conocen otros intentos tendientes a cubrir la sensible deficiencia que existe en lo referente al tema. Es así que, con la finalidad de contribuir al mejor conocimiento de las estructuras sedimentarias en el país, se ha estudiado la Formación Guandacol por su riqueza en tales elementos. Además el presente trabajo pretende brindar al geólogo general una guía que le permita identificar algunas estructuras sedimentarias.

Muchos autores, entre los que destacan Bodenbender (1896, 1911), Hausen (1921), Keidel (1922), Fossa Mancini (1943), Frenguelli (1944, 1946, 1954), De La Mota (1946), De Alba (1954) y Cuerda (1965, 1967) se han dedicado a estudiar esta formación con un enfoque estratigráfico, paleontológico y tectónico; salvo muy breves descripciones de algunas estructuras sedimentarias (Frenguelli, 1944; Navarro, 1945; De La Mota, 1946; Cuerda, 1967), estos investigadores no han aportado datos de mayor importancia, si bien en su mayoría han tratado realizar una interpretación ambiental que se resiente debido a la carencia de análisis especializados sobre estas estructuras.

El estudio de la Formación Guandacol con enfoque sedimentológico se inició en la Cátedra de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata en el año 1966 bajo la dirección del Dr. Mario E. Teruggi, y los primeros resultados de la citada investigación están sintetizados en el trabajo de Teruggi *et al.* (1967).

Para desarrollar esta labor, se ha elegido la zona del cerro Guandacol, ubicado en el extremo meridional de la Sierra de Maz, donde se presenta una secuencia completa de las sedimentitas neopaleozoicas estudiadas.

Las tareas de campaña se efectuaron durante los meses de marzo de 1966 y mayo de 1967, y consistieron en la realización de un relevamiento a modo de perfil transversal sobre la ladera occidental de la sierra, a la vez que se recolectaron muestras representativas y se midieron las dimensiones y orientación de las estructuras sedimentarias.

Cabe agregar que las conclusiones obtenidas a partir de estas propiedades están basadas en deducciones y experiencias realizadas por otros investigadores, ya que no ha sido posible, por falta de equipo adecuado, reproducir mediante pruebas de laboratorio las condiciones bajo las cuales se formaron las estructuras encontradas. Asimismo, al revisar la literatura referente al tema, se ha tropezado con un cúmulo de inconvenientes derivados de las diversas interpretaciones que han recibido.

De todas maneras, se ha intentado realizar un ordenamiento de las estructuras sedimentarias inorgánicas, las que posteriormente son descritas en forma detallada, discutiéndose las posibilidades de formación y su vinculación con el ambiente de depositación de las sedimentitas guandacolenses. Finalmente son interpretados los resultados obtenidos del análisis estadístico al que se sometieron las estructuras direccionales, con la finalidad de establecer el rumbo de las corrientes que depositaron dichos materiales.

ESTRATIGRAFIA Y CARACTERISTICAS COMPOSICIONALES Y TEXTURALES

Frenguelli (1944) llamó Estratos de Guandacol a las capas más antiguas del Paganzo I de Bodenbender. Recientemente, Cuerda (1967) y Teruggi *et al.* (1967) las han definido desde el punto de vista litoestratigráfico designándolas Formación Guandacol. Esta entidad tiene justamente su sección tipo (Cuerda, 1967) en el extremo sur de la

Sierra de Maz donde alcanza un espesor de 1059 metros. Yace en discordancia angular sobre las rocas del basamento metamórfico precámbrico, y pasa transicionalmente y en concordancia a la Formación Tupe que la sucede inmediatamente encima. Sus estratos buzcan uniformemente al sudeste con un ángulo que oscila entre los 30° y 45°.

Teruggi *et al.* (1967) la han dividido en tres miembros litológicos informales. El Miembro Inferior (700 m) comienza con un conglomerado basal y presenta psamitas verde oscuras con rodados dispersos que pueden formar en algunos casos, delgadas capas de conglomerados. El Miembro Medio (249 m) se caracteriza por una alternancia regular de psamitas y pelitas de color verde grisáceo con muy escasos conglomerados. Por su parte, el Miembro Superior (110 m) contiene lutitas y limolitas verde grisáceas que pasan a psamitas grises en las porciones superiores.

Por ser la Formación Guandacol una entidad exclusivamente clásica, desde el punto de vista granulométrico se reconocen los siguientes componentes:

Psefitas. Se han determinado dos clases, a saber:

conglomerados polimícticos, cuyos fenoclastos subredondeados a subangulosos están compuestos por rocas del basamento cristalino, y

conglomerados intraformacionales, constituidos por fenoclastos de pelitas incluidos en matriz wáckica.

Psamitas. Son las rocas más abundantes de la unidad. La mayoría han sido clasificadas como wackes (Teruggi *et al.*, 1967) y sólo en el Miembro Superior su proporción es igualada por las rocas pobres en matriz. Estas sedimentitas, además de mostrar baja estabilidad mineral, tienen escasa madurez textural reflejada por el alto porcentaje de matriz, baja redondez y esfericidad de sus clastos y pobre selección.

Pelitas. Consisten en fangolitas, lutitas y, principalmente, areniscas limo-arcillosas.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Pettijohn (1957) reconoce dentro del campo de las estructuras sedimentarias inorgánicas dos grandes grupos: las *mecánicas* o *primarias*, que dependen de la velocidad de la corriente y de la velocidad de sedimentación, y las estructuras *químicas* o *secundarias* que son productos de acción química contemporánea o posterior a la sedimentación.

En el cuadro I se presenta un ordenamiento de las estructuras inorgánicas encontradas en la Formación Guandacol, las que en sentido horizontal son divididas en base a la posición que guardan en el estrato, y en el vertical tomando en cuenta el origen. El cuadro II muestra la distribución de dichas estructuras en el perfil.

CUADRO I

Clasificación de estructuras inorgánicas encontradas en la Formación Guandacol (perfil C° Guandacol)

		Internas	Externas
Químicas		Concreciones tipo marlekor Concreciones esferoidales	
Mecánicas	Deposicionales	Estratificación entrecruzada	Estratificación normal
	De degradación y agradación		
	Predeposicionales *		Calcos de flujo Calcos de crestas longitudinales Calcos de punzamiento Calcos de surco Calcos de roce
	Postdeposicionales (Deformacionales)	Laminación replegada Estructura de bola y cojín	Calcos deltoidales Calcos de carga

* La génesis se refiere a la marca original y no al calco.

CUADRO II
Distribución de las estructuras sedimentarias inorgánicas en la Formación Guandacol

	Miembro superior	Miembro medio	Miembro inferior
Concreciones tipo marlekor.....	+		
Concreciones esféroidales.....			+
Calcos de carga.....		+	+
Calcos deltooidales.....		+	
Estructura de bola y cojín.....			+
Laminación replegada.....	+		
Calcos de roce.....		+	+
Calcos de punzamiento.....		+	+
Calcos de surco.....		+	+
Calcos de crestas longitudinales.....	+	+	+
Calcos de flujo.....		+	
Ondulitas.....	++	+	
Estrat. entr. tabular pseudodiagonal.....	++		+
Estrat. entr. lenticular tangencial simple.....			+
Estrat. entr. tabular planar estratificación normal	Tabular muy delgada, delgada y potente	Tabular muy delgada y delgada. Subordinada lenticular gruesa	Tabular gruesa. Subordinada delgada y muy delgada

1. ESTRUCTURAS MECÁNICAS

Son muy importantes pues permiten interpretar el ambiente de sedimentación y las direcciones de procedencia de los materiales detríticos. Pueden ser subdivididas genéticamente en cuatro grupos: *estructuras deposicionales*, que se forman simultáneamente con la sedimentación de los materiales clásticos (por ejemplo la estratificación entrecruzada tabular planar); *estructuras de degradación y agradación*, originadas al actuar conjunta y simultáneamente estos dos procesos (por ejemplo ondulitas asimétricas, en las cuales hay erosión en la parte de barlovento y acumulación en la de sotavento); *estructuras predeposicionales*, que son producidas fundamentalmente por degradación (en este grupo se incluye a la mayoría de las lineaciones subestratales); y *estructuras deformacionales*, originadas por la deformación contemporánea con la sedimentación o que puede ocurrir poco tiempo después de la misma (Potter y Pettijohn, 1963), y no tienen ninguna relación con el diseño tectónico regional (Pettijohn, 1957).

a) Estructuras deposicionales

Externas.

Este grupo está típicamente representado por la *estratificación* que puede ser maciza (sin estructuras internas) o tener una serie de capas internas paralelas a la superficie del estrato, llamadas comúnmente láminas.

McKee y Weir (1953) clasificaron a la estratificación en base a su espesor, y reconocieron dos tipos que denominan láminas (menores a 1 cm) y estratos (mayores de 1 cm) los que a su vez son subdivididos en muy delgados (de 1 a 5 cm), delgados (de 5 a 60 cm), potentes (de 60 a 120 cm) y gruesos (con un espesor mayor de 120 cm).

Todas estas variedades se han reconocido en la Formación Guadacol y se presentan de la siguiente manera:

Miembro Inferior: compuesto predominantemente por estratos tabulares gruesos que son típicos de psamitas verde oscuras (wackes) con fenoclastos dispersos. En forma subordinada se han hallado estratos delgados y muy delgados a veces con laminaciones internas, característicos de psamitas finas y pelitas. En este miembro la estratificación

está determinada por planos de discontinuidad mecánica y por cambios de color.

Miembro Medio: se caracteriza por la aparición de estratos delgados y muy delgados, frecuentemente laminados, de forma tabular, producidos por una alternancia de psamitas y pelitas verdosas. Son raras las capas potentes y gruesas, pero afloran algunas lentes de conglomerados de hasta 2 m de espesor.

Miembro Superior. alternancia de psamitas y pelitas verde oscuras en la base y verde claras a amarillentas en las partes más altas de la sucesión, que constituyen estratos delgados y muy delgados, con superficies frecuentemente onduladas y estructuras internas pseudodiagonales. En algunas capas es visible una laminación horizontal. Hay también estratos potentes en los que se mantiene la alternancia señalada, más arriba.

Internas.

Estratificación entrecruzada. Ha sido definida por Otto (1938) como estructura confinada a una simple unidad de sedimentación, consistente en estratificación interna, llamada en capas frontales, inclinada con respecto a la superficie de acumulación principal; siendo la unidad de sedimentación el espesor de sedimentos depositado en condiciones físicas esencialmente constantes.

Los trabajos de investigación que se ocupan de las estructuras entrecruzadas son muy numerosos, pero todavía se discute el origen y clasificación de las mismas. Como señalara Teruggi (1964), los intentos de clasificación marchan por dos distintos caminos: por una parte están los sencillos, de carácter geométrico, y por la otra los genéticos que son más complejos. Entre los primeros se mencionan los trabajos de Shrock (1948), González Bonorino y Teruggi (1952), McKee y Weir (1953), Pettijohn (1962), Potter y Pettijohn (1963) y Teruggi (1964); es esta última la que se ha elegido pues combina la denominación de las estructuras externas (utilizando los términos definidos por Shrock, 1948) e internas (láminas) para definir las distintas variedades de estratificación entrecruzada. Desde el punto de vista genético se ha optado por la clasificación de Allen (1963) por parecer hasta el momento la más satisfactoria.

Los entrecruzamientos encontrados en la Formación Guandacol se caracterizan por deberse, fundamentalmente, a planos definidos por cambios de color, en el tamaño de los clastos (estructura que Botvinkina, 1959, denominó de "dos miembros"), o por ambos a la vez; son raros los casos en los que están determinadas por planos reales o de discontinuidad mecánica. Además, es necesario aclarar que en este capítulo se tratan únicamente las capas entrecruzadas de origen deposicional; en el próximo se describirán los entrecruzamientos íntimamente vinculados con ondulitas, es decir estructuras formadas por degradación y agradación simultánea.

En las sedimentitas de esta formación, las capas entrecruzadas típicamente deposicionales se encuentran en la parte alta del Miembro Inferior. Consisten en variedades tabulares planares y lenticulares tangenciales simples (Teruggi, 1964), estas últimas en forma subordinada. Las rocas portadoras son psamitas medianas de colores grises claros y verdosos. Ambos son tipos solitarios y de escala grande (estratos mayores de 5 cm de espesor, Allen, 1963). Tomando en cuenta la clasificación descriptivo-genética de este autor, las primeras pueden vincularse con las variedades *alfa*, *beta* y *gama*, y representarían un ambiente fluvial de poca profundidad sujeto a condiciones cambiantes en el régimen deposicional (Andreis, 1965). Las capas lenticulares tangenciales simples, observadas en el plano *ac* del sistema de referencia de Sander (1930), corresponden al tipo *theta*, y representan el relleno de una depresión producida previamente por erosión en las zonas de flujo turbulento de ambientes subácuos (Stokes, 1953). Estas estructuras, atribuidas por Shrock (1948) a fenómenos de "corte y relleno", pueden ser ubicadas dentro del grupo que reúne a las estructuras formadas por degradación y agradación si se acepta la hipótesis de Stokes (1953) quien cree que la erosión y el relleno son simultáneos.

b) Estructuras producidas por degradación y agradación

Externas.

Ondulitas (ripple marks, Kindle, 1917). Fueron definidas por Grabau (1924) como ondulaciones rítmicas u olas de arena debidas al movimiento de aire o agua. Son estructuras muy útiles para el sedimentólogo pues permiten determinar, al igual que las estructuras entrecruzadas, las condiciones de depositación, las pelocorrientes y la secuencia de las rocas que las contienen.

Muchos autores, entre los que se encuentran Kindle (1917), Bucher (1919), Evans (1941, 1942, 1949), Shrock (1948), González Bonorino y Teruggi (1952), van Straaten (1953), Ruckin (1958) y Potter y Pettijohn (1963), han tratado de diferenciar distintos tipos de ondulitas con la finalidad de determinar el mecanismo que las originó. Para reconocerlos, la mayoría de estos investigadores han intentado apelar a características distintivas más o menos sencillas, tales como la forma de las crestas en secciones *ac*, índice de óndula y diseño de las crestas en el plano *ab*. Evans (1949), después de cuidadosas observaciones en óndulas actuales y mediante pruebas de laboratorio (Evans, 1942), ha llegado a la conclusión de que para encontrar las condiciones de depositación de los sedimentos caracterizados por ondulitas, es necesario utilizar en forma combinada diversos caracteres morfológicos. Por su parte, Potter y Pettijohn (1963) han presentado un ordenamiento muy simple basado principalmente en la disposición de las crestas y su relación con el sistema de corrientes, criterio, éste, ya utilizado por van Straaten (1953), y muy difícil de aplicar en las rocas del Paganzo debido a la escasez de datos referentes a la orientación de otras estructuras direccionales.

Las ondulitas se encuentran en los miembros Medio y Superior de la Formación Guandacol, y fueron citadas por Frenguelli en 1944. En la primera de estas entidades se presentan aisladas, mientras que en la otra aparecen normalmente superpuestas.

Miembro Medio. En la base, y con un espesor de 2 m, se hallaron capas de psamitas finas de color gris verdoso que mostraban en sus planos de estratificación ondulitas cuyas crestas aparecían curvas al ser observadas en el plano *ab* del sistema de referencia; se trata de variedades denominadas ondulitas linguoides (fig. 1). En la parte inferior a media de esta secuencia hay ondulitas con crestas simétricas y rectas, que tienen longitudes de 1 cm por 0.2 cm de altura (término introducido por Gupta, 1965, para reemplazar amplitud, vocablo muy usado por los geólogos, pero inadecuado), y se disponen en los planos de estratificación de psamitas verdes.

Miembro Superior. En la base y techo, limolitas micáceas de color verdoso claro contienen ondulitas de corrientes (asimétricas) que alcanzan longitudes de 27 cm siendo su altura de 2 cm; las crestas se muestran algo anastomosadas, y en los senos pudo observarse un sistema transversal y en parte erosionado por el sistema ulterior, cuyas ondulitas son simétricas y de dimensiones menores (longitud 7 cm y altura = 1 cm).



Fig. 1. — Ondalites linguoides. Miembro Medio, porción basal

De la relación entre longitud y altura se puede obtener el índice de óndula (Bucher, 1919). Los investigadores han discutido prolongadamente el significado de este índice, suponiéndose que cifras elevadas pueden corresponder a óndulas de génesis eólica, generalmente mayores de 20 (Ruckin, 1958) ; y valores menores a las subácueas. Potter y Pettijohn (1963) quitan importancia a esta relación, pero más recientemente Tanner (1964) vuelve a justificar su empleo. En las

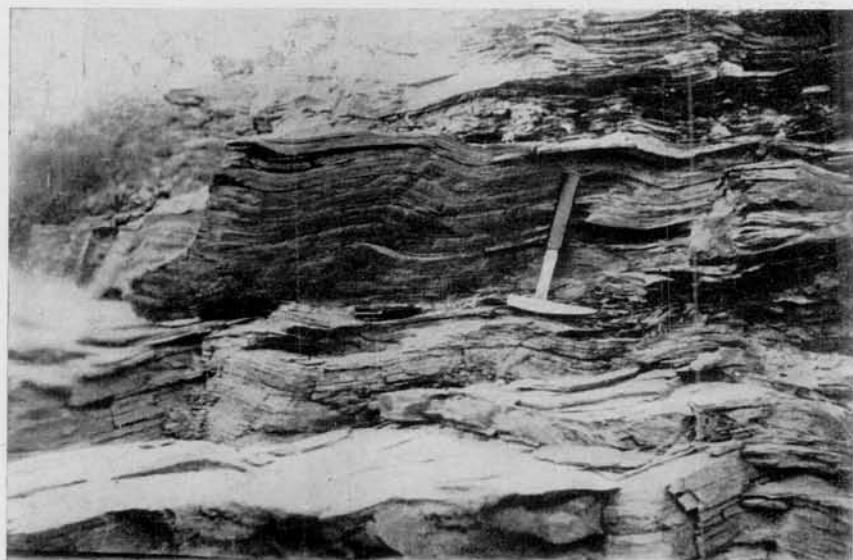


Fig. 2. — Estratificación tabular pseudodiagonal. Miembro Superior

ondulitas estudiadas el índice no es mayor de 13. Por lo tanto, de acuerdo a las dimensiones y diseño de las crestas puede deducirse que estas estructuras se formaron en un ambiente subácueo.

Por otra parte, si se aceptara la hipótesis de Pettijohn (1957), la ausencia de ondulitas de génesis eólica podría deberse a las escasas posibilidades que tienen de conservarse fósiles, pero Tanner (1964) ha demostrado su presencia en sedimentitas del Peleozoico Superior, lo que descarta aquella posibilidad y permite pensar que el viento no actuó en la depositación de las rocas de la Formación Guandacol.

Internas.

En el Miembro Superior afloran limolitas y psamitas finas, de color gris verdoso, en las que se encontraron *estructuras entrecruzadas*

tabulares pseudodiagonales (fig. 2), también denominadas estratificación corrugada o pseudodiagonal (González Bonorino y Teruggi, 1952) y ripple cross bedding por los autores de habla inglesa. Estas estructuras se han producido por superposición de las ondulitas asimétricas anteriormente mencionadas, algo desplazadas las de arriba respecto a las de abajo. Las estructuras externas (tabulares) son de escala pequeña (menores a 5 cm de espesor), y se presentan agrupadas. Corresponden al tipo kappa de Allen (1963), y se forman en un ambiente subácueo por migración de óndulas asimétricas irregulares, o bien a partir de variedades linguoides.

c) Estructuras predeposicionales

Este es un grupo de estructuras externas que Crowell (1955) denominó lineaciones subestratales. Como este término lo indica, las estructuras predeposicionales se encuentran en la base de los estratos como calcos o moldes (elementos utilizados para describir la estructura) empero, en la tabla de clasificación se las ubica en base a la génesis de la depresión o marca que sirvió de molde para el calco.

Calcos de flujo (turboglyphs, Vassoevic, 1953; flute cast, Crowell 1955; vortex cast, Wood y Smith, 1959). Estructuras que también han sido traducidas al castellano como turboglifos (Riggi, en Pettijohn y Potter, 1964). Estos calcos fueron definidos por Crowell (1955) como ribetes cónicos agudos que se presentan en la superficie inferior de un estrato psamítico. Un extremo de la cresta es redondeado o bulboso y el otro desaparece gradualmente; la parte más profunda está usualmente a corta distancia del extremo romo (que apunta hacia cabecezas). Se debe a Dzulynski y Walton (1963) la ubicación de las marcas de flujo (flute marks) dentro de las estructuras predeposicionales.

Los calcos de flujo (fig. 3), hallados principalmente en el Miembro Medio de la Formación Guandacol, tienen de 7 cm a 10 cm de longitud, 2 cm a 4 cm de ancho y 0.5 cm a 1 cm de altura en la parte más espesa; se presentan en psamitas medianas a gruesas de color verde (wackes) que se superponen a estratos pelíticos del mismo color. Estas estructuras aparecen agrupadas y orientadas con sus ejes mayores paralelos en un mismo plano de estratificación. En el Miembro Superior se observó un sólo ejemplo consistente en calcos de flujo escamosos hallados en la base de psamitas verde claras, mientras que en el Miembro Inferior, aunque no tan abundantes, son similares a los de Miembro Medio.

Estas estructuras han sido interpretadas como el relleno de depresiones producidas por erosión en superficies fangosas que han sufrido la acción de remolinos (Ruckin, 1938) que, a su vez, provocan el desvío de las líneas de flujo. Estos remolinos se forman en corrientes viscosas turbulentas que tienen energía en exceso para transportar su carga, y que inmediatamente después de haber producido la marca

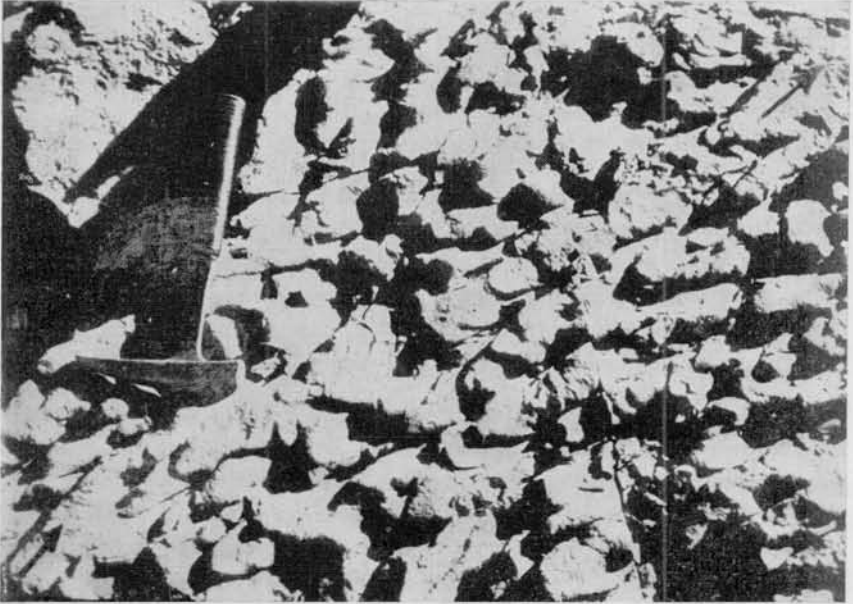


Fig. 3. — Calcos de flujo. Miembro Medio

depositan los materiales psamíticos rellenándola y originando el calco (Johnson, 1962); esto último está en discrepancia con la opinión de Crowel (1955) quien cree que en ciertos casos la arena puede ser depositada por corrientes posteriores.

Crestas longitudinales y sus calcos (longitudinal ridges, Craig y Walton, 1962). Aparecen en los planos de estratificación de psamitas finas verdosas, especialmente en los miembros Medio y Superior de la formación (fig. 4). Su longitud es difícil de determinar, pero puede llegar a los 15 cm y aún más, el ancho de las crestas varía entre 0,2 cm y 1 cm, siendo la altura menor de 1 cm. En dimensiones y aspecto concuerdan con las estructuras que Craig y Walton (1962) denominan

longitudinal ridges, que son marcas paralelas a las corrientes que las originan, y consisten en crestas agudas, delgadas y subparalelas separadas por senos amplios y aplanados. Aunque Ten Haaf (1959) cree que las crestas han sufrido modificaciones postdeposicionales, estas

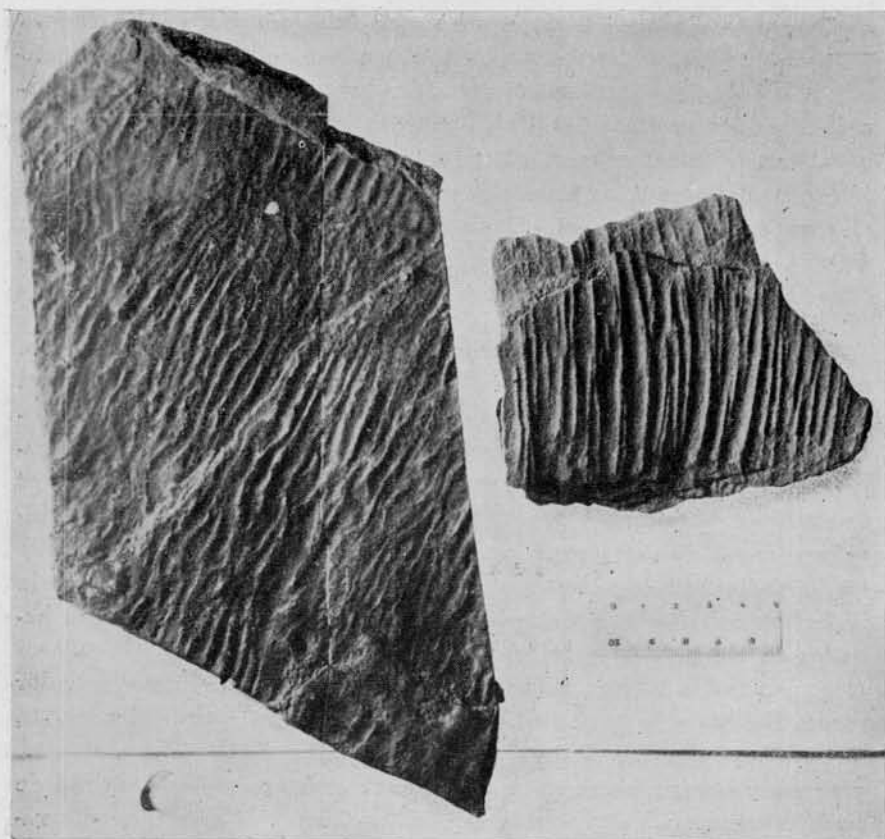


Fig. 4. — Crestas longitudinales. Miembro Superior

estructuras son consideradas predeposicionales pues muchas veces se han encontrado atravesadas por calcos de surco y de flujo (Craig y Walton, 1962); su origen es entonces erosional, aunque en algunos casos se encuentren deformadas por carga. Las modificaciones no son raras, y en una de las muestras recogidas se pudo notar una semejanza de los calcos de crestas con los de flujo, hacia los cuales pasan insensiblemente.

Desde el punto de vista genético, Craig y Walton (1962) creen que estas estructuras parecen indicar zonas de baja energía, y sugieren que se forman en los estadios finales del flujo en corrientes de turbidez; por este motivo tienden, más que otras estructuras, a ser canalizadas por leves irregularidades en la superficie fangosa. Más recientemente, Dzulyński y Walton (1965) opinan que la formación de las crestas no está, en general, afectada por la velocidad de las corrientes, pero hay una estrecha vinculación entre la velocidad y el ángulo de bifurcación de las crestas; los flujos rápidos tienden a producir crestas paralelas, mientras que los lentos están más afectados por los irregularidades del piso y las crestas se curvan alrededor de las mismas. En el caso de la Formación Guandacol, estas estructuras no muestran marcadas modificaciones en el paralelismo de las crestas, y en consecuencia se podrían vincular con corrientes relativamente rápidas.

Estructuras producidas por objetos (tool marks and casts). En este caso los calcos representan el relleno de estructuras originadas por el arrastre de fragmentos. Estos pueden ser trozos de lutitas, de conchillas, espinas y vértebras de peces y clastos y rodados diversos (Dzulyński y Walton (1963). Los representantes más comunes son *calcos de surco* (groove casts, Shrock, 1948; drag marks, Kuenen, 1957) ubicados dentro de este grupo por Craig y Walton (1962). Hsu (1959) las ha definido como crestas rectas paralelas que se encuentran en la superficie inferior de los estratos psamíticos, y es así como fueron halladas en los miembros Inferior y Medio de la Formación Guandacol (fig. 5), donde la roca portadora es una psamita muy fina de color verde. Debido a la gran litificación que presentan estas sedimentitas, se ha visto impedida la extracción de muestras de los afloramientos, y en consecuencia no se pudo determinar exactamente la longitud de estos calcos, pero parece oscilar entre los 7 cm y 10 cm; el ancho varía entre 0,5 cm y 2 cm, mientras que la altura, que se mantiene constante a lo largo de todo el calco, no supera el centímetro. Estas estructuras pueden variar en su aspecto, pues a veces pasan a *calcos espigados* (chevron casts, Dunbar y Rodgers, 1957) que son crestas sucesivas en forma de V, en las cuales la punta indica la zona de cabeceras (Craig y Walton, 1962), en tanto que en otras ocasiones están ornamentadas con delgadas estrías paralelas que coinciden con su máxima dimensión. Hsu (1959) cree que los calcos de surco se forman en un ambiente subácueo donde las corrientes han decrecido en velocidad con respecto a las que originan los calcos de flujo; además, se produ-

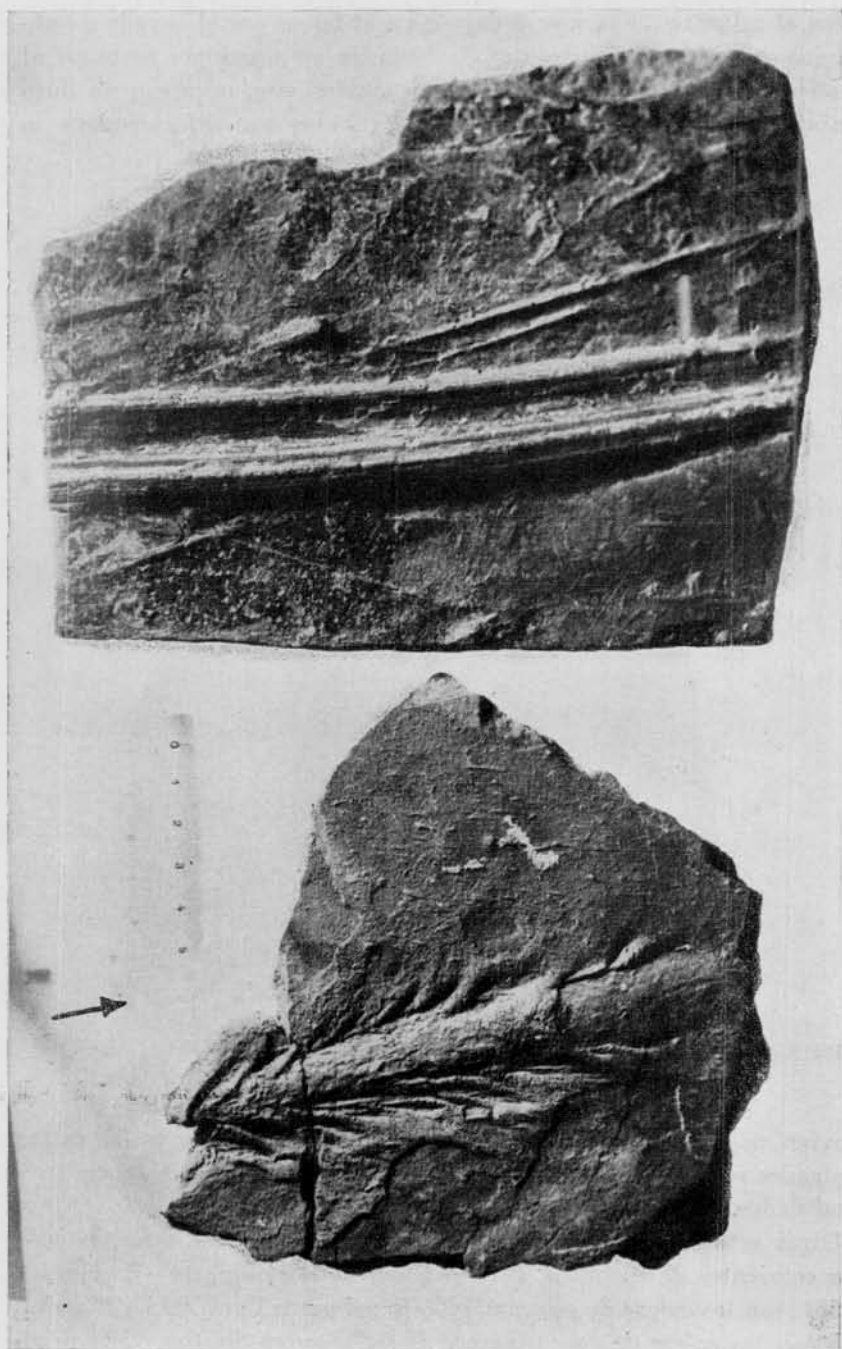


Fig. 5. — Calcos de surco, a la izquierda calcos espigados. Miembro Medio

cirían al rellenarse una marca dejada en el fango por el cavado de objetos arrastrados por corrientes de turbidez en porciones cercanas al piso cuando ésta permanece todavía en movimiento, pero con un flujo laminar que permite descender a las partículas que anteriormente se

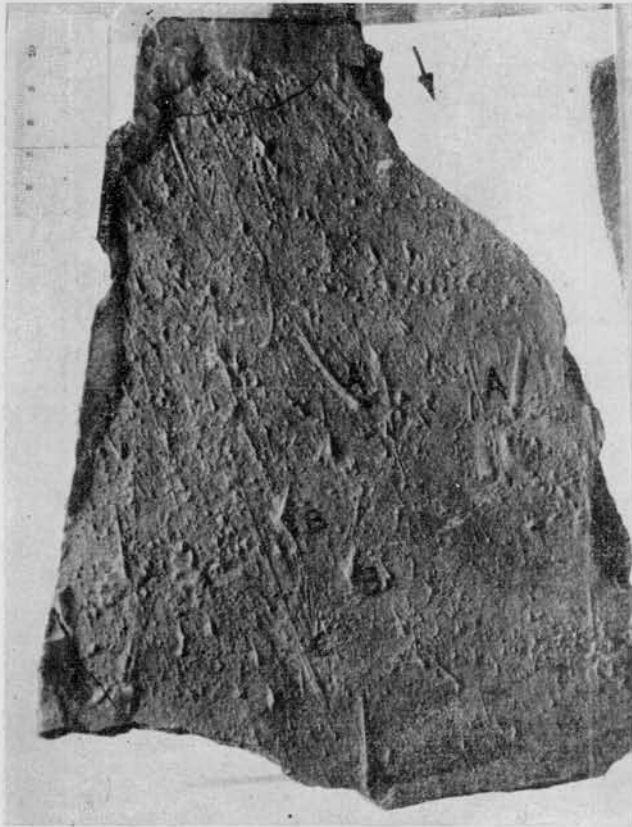


Fig. 6. — Calcos de estructuras producidas por objetos. Miembro Medio. A, calcos de punzamiento ; B, calcos de roce ; C, calcos de surco y de estrías

movían en suspensión. Craig y Walton (1962) suponen que los calcos espigados se forman bajo las mismas condiciones, pero a mayores profundidades.

Otras estructuras atribuidas a la acción de objetos transportados por corrientes de turbidez, pero producidas por impacto (Radomski, 1958), son los *calcos de punzamiento* (prod casts, Dzulyński y Slaczka, 1958) y los *calcos de roce* (bounce casts, Wood y Smith, 1959) origi-

nados bajo las mismas condiciones que imperan durante la formación de los calcos de surco. Se diferencian en estos últimos por ser estructuras discontinuas (Dzulynski y Sanders, 1962). Los calcos de punzamiento consisten en crestas cortas que en las muestras obtenidas no pasan de 2 cm, y se caracterizan por tener un extremo más pronunciado que otro; estos moldes son opuestos a los de flujo ya que su terminación abrupta apunta aguas abajo. Los calcos de roce son muy similares, pero se diferencian por terminar suavemente en sus dos extremos (Wood y Smith, 1957). Tanto los calcos de surco como estas dos estructuras aparecen íntimamente asociados entre sí y nunca se encuentran junto a calcos de flujo (fig. 6); esto puede deberse, muy probablemente, a las distintas características de las corrientes que los originan.

d) Estructuras postdeposicionales o deformacionales

Externas.

Calcos deltoidales o caulifoliados (deltoidal casts, Birkenmajer, 1958; frondescant casts, Ten Haaf, 1959). Estructuras que semejan grandes hojas de repollo, son aplanadas y su máxima longitud no supera los 10 cm, mientras que el ancho varía entre 1 cm en su porción más delgada y 7 cm en el otro extremo del pequeño abanico. Se encontraron en la base de psamitas finas verdosas pertenecientes al Miembro Medio (fig. 7).

Ten Haaf (1959) las ha atribuido a acción erosiva, agregando que el follaje de la estructura está orientado aguas abajo, pero Dzulynski y Walton (1965) dicen que no necesariamente deben ser productos de corrientes y creen que se forman inmediatamente después de la depositación, al continuar el movimiento del agua. Sugieren además, que el principal factor en su formación es el hundimiento del material recientemente depositado que todavía está afectado por la corriente que fluye por encima; este sedimento penetra a través de una superficie blanda hasta alcanzar un nivel inferior más duro desde el cual comienza a expandirse formando la estructura.

Calcos de carga (load casts, Kuenen, 1953 a). Son estructuras que también aparecen en la base de estratos psamíticos que yacen sobre pelitas u otros sedimentos que se mantuvieron en estado plástico durante el tiempo en el que se depositaban las arenas (Potter y Pettijohn, 1963). Consisten en proyecciones irregulares que se diferencian

de los calcos de flujo porque no presentan orientación preferida. Se han encontrado en los miembros Inferior y Medio donde tienen típica forma mamelonar, son muy irregulares y su tamaño máximo es de 5 cm de longitud por 3 cm de ancho (fig. 8).

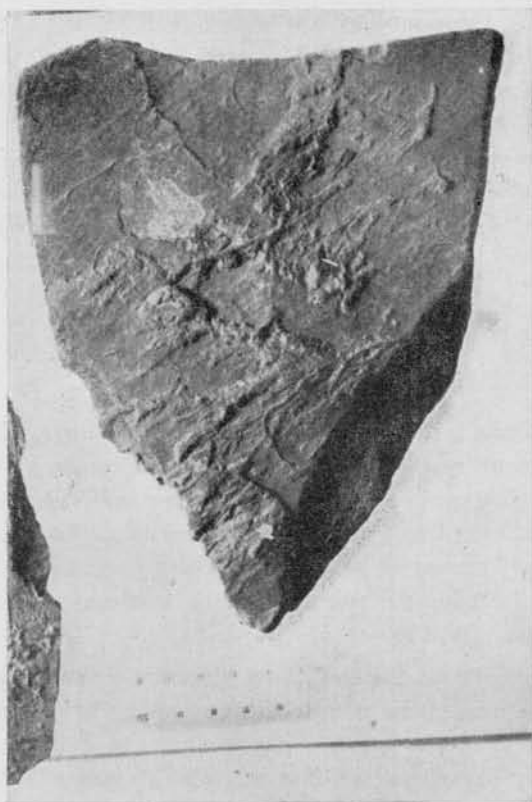


Fig. 7. — Calcos deltoidales o califoliados. Miembro Medio

Los calcos de carga y de flujo constituyen los extremos de una serie gradacional en la que se pueden ubicar los calcos de flujo modificados por carga (load-and-flowage casts, Birkenmajer, 1958) que parecen coincidir, al menos en parte, con las variedades que Kelling y Walton (1957) designan flute-load casts. Estas estructuras halladas en la base de psamitas gris verdosas del Miembro Medio, tienen un aspecto muy particular pues parecen calcos de carga, pero mantienen una orientación preferida. Son el resultado de deformaciones producidas por carga sobre calcos de flujo.



Fig. 8. — Calcos de carga. Miembro Medio

Con respecto a la génesis de los calcos de carga, se acepta la idea de Shrock (1948) quien cree que estas estructuras se forman en sedimentos blandos hidroplásticos, que son deformados por el peso de materiales psamíticos y psefíticos que se depositan sobre su superficie. Cabe agregar que Shrock (1948) denominó a estas estructuras flow casts.

Internas

Estructura de bola y cojín (flow structures, Cooper, 1943; pseudonodules, Macar, 1948; flow rolls, Pepper et al., 1954; ball and pillow structure, Potter y Pettijhon, 1963). Consisten en nódulos de material elástico de forma irregular, pero que tiende a elipsoidal y, contrastando con las observaciones de Sorauf (1965), sus ejes menores no se presentan dispuestos en forma vertical; tampoco se han notado diferencias en el aspecto del contorno inferior y superior de estas estructuras, como lo señalaran Potter y Pettijohn (1963), quienes afirman que la base es aguda y altamente ondulatoria mientras que el techo se ve plano.

La estructura de bola y cojín se presenta en el interior de estratos pelíticos verde oscuros cerca de la base del Miembro Inferior; la estructura está formada por masas de rocas psamíticas finas y de color oscuro, sumamente irregulares; el tamaño es de aproximadamente 100 cm de largo por 50 cm de ancho (fig. 9).

Estas estructuras han sido interpretadas de muy distintas maneras. Una postula que el flujo de los materiales se produce en ambientes subácueos a causa de movimientos de remoción en masa tales como reptación, deslizamiento o desmoronamiento (Jones, 1937; Kuenen, 1949); en otras se supone que hay un deslizamiento interestratal (Hayashi, 1960, en Sorauf, 1965); una tercera posibilidad es que sean producto de deformación por carga (Pepper et al., 1954); otros autores combinan el desplazamiento horizontal con hundimiento vertical para explicarlas (Macar, 1948); y finalmente Macar (1951), Potter y Pettijohn (1963) y Sorauf (1965) creen que muy probablemente sean consecuencia de desplazamiento vertical únicamente. Cabe aclarar que Sorauf (1965) descarta otras posibilidades de formación, mientras que Potter y Pettijohn (1963) consideran que estas estructuras pueden originarse también por movimientos de remoción en masa, y señalan que no parecen ser características de un ambiente determinado. Resumiendo, las bolas y cojines son estructuras deformacionales que pueden formarse por movimientos de remoción en masa en zonas

inclinadas o bien por abruptos cambios tixotrópicos del sustrato arcilloso con hundimiento subsecuente de los materiales psamíticos en estas pelitas poco tiempo después de su deposición.



Fig. 9. — Estructura de bola y cojín. Miembro Inferior

Laminación replegada (convolute lamination, Ten Haaf, 1956). Consiste en un curvamiento o doblamiento de las capas internas de un estrato, aparentemente independiente de cualquier estratificación de corriente (Wood y Smith, 1957). Dzulynski (1963) dice que son crestas agudas espaciadas más o menos regularmente y amplios senos en los cuales las láminas son continuas y donde la estructura no afecta el espesor de la capa. En la Formación Guandacol, la laminación replegada es típica del Miembro Superior y aparece íntimamente aso-

ciada con las ondulitas asimétricas. Las rocas portadoras de la estructura son psamitas finas y limolitas de color gris verdoso claro a gris oscuro que forman estratos de unos 25 cm de espesor.

Rich (1950) y Williams (1960) han explicado la laminación replegada como resultado de deslizamiento de sedimentos plásticos bajo una cubierta de materiales depositados posteriormente a la capa donde se formará la estructura; este deslizamiento estaría causado por licuefacción al producirse el influjo del agua eliminada de sedimentos subyacentes; los materiales licuados fluyen pendiente abajo con movimiento laminar y la laminación paralela original es deformada. Kuenen (1953 b) y Ten Haaf (1956) han criticado esta hipótesis argumentando que las capas replegadas no tienen indicios de deslizamiento, y es Kuenen (1953 b) quien da una explicación más satisfactoria diciendo que como los pliegues de las estructuras tienen una longitud de onda similar a la de las ondulitas transversales y, que como en estos pliegues se presenta la estratificación pseudodiagonal deformada, sugiere que la estructura se produce por transformación de óndulas transversales; explica esta idea diciendo que las corrientes causan succión en las crestas y provocan un incremento de presión en los senos, por lo tanto son estas diferencias de presión las que tienden a exagerar las ondulaciones originales. Para las láminas replegadas del Miembro Superior esta hipótesis parece ser la más adecuada.

2. ESTRUCTURAS DE ORIGEN QUÍMICO

Se trata de concreciones epigénicas (González Bonorino y Teruggi, 1952), es decir que se han formado fuera de la influencia directa del medio de sedimentación; estas estructuras fueron citadas por Frenguelli (1944), De La Mota (1946), Cuerda (1967) y Teruggi et al. (1967).

El Miembro Inferior se caracteriza por presentar en su porción más baja abundantes *concreciones esferoidales* de calcita que tiene coloraciones grisáceas que se tornan rojizas en superficie meteorizada, sin estructuras internas, y que alcanzan dimensiones variables, aunque son más frecuentes las que oscilan entre 5 cm y 10 cm de diámetro (fig. 10). Se encuentran incluidas en psamitas duras de color verde oscuro, siendo su composición muy similar a la de la roca que las contiene, pero con la particularidad de estar constituidas por una proporción mucho mayor de calcita — que se presenta como cemento de los elastos — a la vez que disminuye correlativamente la cantidad de matriz.

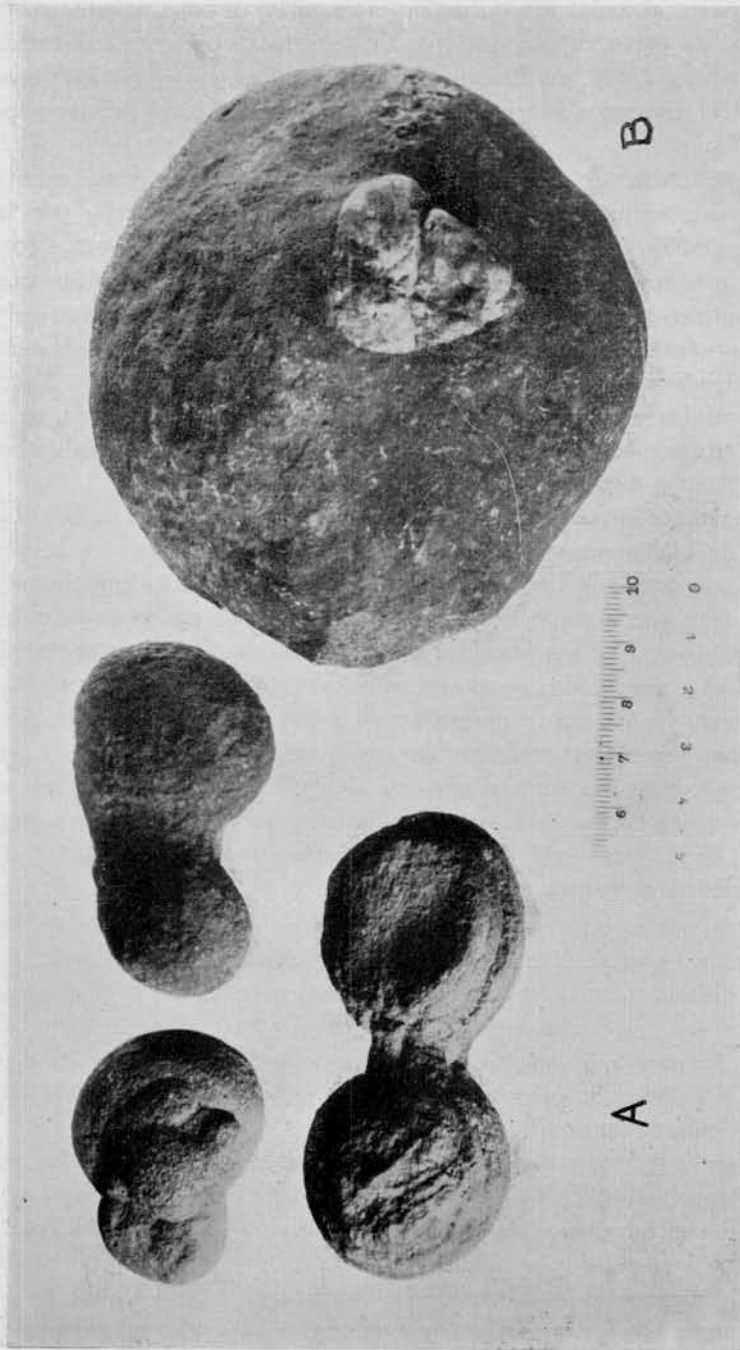


Fig. 10. — Estructuras de origen químico: A, concreciones tipo marfekar, Miembro Superior; B, concreción esférica, Miembro Inferior.

En la parte alta del Miembro Superior, afloran concreciones ricas en calcita, de color rojizo, que por su aspecto recuerdan estructuras que Ehrenberg (1840, en Frenguelli, 1941) y Parrot (1840, en Frenguelli, 1941) llamaron marlekor y piedras de Imatra, respectivamente (fig. 10).

Estas estructuras de origen incierto se han encontrado comúnmente asociadas con sedimentos glacialacustres del Pleistoceno, razón por la cual Tarr (1935), aún creyéndolas epigénicas, ha desarrollado una teoría en la que trata de relacionarlas genéticamente con depósitos varvados glacialacustres. Se menciona esta hipótesis no con el ánimo de discutir su veracidad, sino con la finalidad de destacar que muchos de los investigadores que las estudiaron han seguido las ideas de Tarr, considerándolas elementos útiles para establecer la génesis de sedimentitas antiguas en cuyo seno aparecen los marlekor como uno de los pocos elementos de juicio que todavía se preservan.

Es importante señalar que en las capas guandacolenses se da la coincidencia de encontrarse estructuras semejantes a marlekor, a la vez que muchos geólogos han asignado a sus materiales origen glacial. Cabe agregar que aunque el aspecto general de las muestras estudiadas puede parecer de marlekor, al analizar más detalladamente sus características y asociación, no concuerdan exactamente con estas típicas concreciones, ya que no se presentan en rocas pelíticas varvadas, sino en psamitas (arenitas) arcósicas de grano mediano y color verde pálido a grisáceo en las que se advierte delgada laminación que no se debe a cambios en las características del sedimento en sí (color, granulometría, etc.), pues está determinada exclusivamente por planos de discontinuidad mecánica.

Por otra parte, estas estructuras no tienen la forma típica de los marlekor, ya que si bien es ovoidal, son mucho más bulbosas. Su máximo diámetro varía entre 3 cm y 15 cm, mientras que el espesor va de 2 cm a 4 cm, llegando a veces a coalescer hasta formar lentes de 70 cm de largo por 10 cm de altura. Por todas estas razones, es conveniente mantener la denominación dada por Frenguelli (1944) llamándolas *concreciones tipo marlekor*.

En lo que respecta a su génesis, muy probablemente representen zonas de precipitación de carbonato de calcio proveniente de aguas que circularon por los planos de laminación; aunque su formación pueda depender, en parte, de variaciones de temperatura y/o pH que en determinado momento favorecieron la precipitación de calcita, no es necesario que este fenómeno se presente exclusivamente en la vecindad

de áreas englazadas. Esto está corroborado por el hallazgo de concreciones similares en psamitas de la Formación Patquía (en la zona de Ramaditas y Banda Florida) que jamás se vincularon con procesos glaciales.

EL USO DE LAS ESTRUCTURAS COMO INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS

Las estructuras mecánicas o primarias, han permitido extraer conclusiones de interés en lo que se refiere a dos importantes temas que se obtienen posteriormente a las tareas de investigación sedimentológica. Se trata del *ambiente de sedimentación* y de las *paleocorrientes* que depositaron los materiales detríticos de la unidad estudiada.

AMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN

Para deducir cual fue el ambiente de sedimentación de las sediméntitas guandacolenses es necesario analizar las estructuras de origen mecánico, en especial las que están directamente relacionadas con las corrientes, el medio y el lugar de depositación, ya que las químicas, por su carácter epigénico, se formaron una vez que el sedimento había dejado de estar vinculado con el ambiente de sedimentación, y en consecuencia nunca pueden ser de utilidad para establecerlo.

Exceptuando las estructuras entrecruzadas tabulares planares y lenticulares tangenciales simples, ambas de escala grande, el resto de las estructuras mecánicas encontradas en esta entidad, han sido atribuidas, por la mayoría de los investigadores que se ocupan de estos problemas, a ambientes de clino en eugeosinclinales, y formadas a partir de corrientes de turbidez. Esta explicación, si bien puede ser correcta para muchas unidades, no es aplicable a la Formación Guandacol, pues la presencia de restos vegetales en perfecto estado de conservación indica que sus materiales se depositaron en una cuenca típicamente continental. Además, estas capas no presentan las características fundamentales de los sedimentos producidos por corrientes de turbidez, en los cuales la estratificación gradada a lo largo de sucesivas unidades más la asociación de organismos alóctonos, son los criterios diagnósticos más importantes (Dott jr., 1963).

Si bien todas estas estructuras se forman en un ambiente subácueo, es necesario aclarar que cada variedad requiere condiciones especiales de flujo para desarrollarse. Así, por ejemplo, las capas entrecru-

zadas de escala grande necesitan un ambiente fluvial poco profundo con movimiento relativamente rápido de las aguas; esto está corroborado por la mejor selección de las rocas que portan los entrecruzamientos con respecto a las otras sedimentitas asociadas, y por el valor angular de los buzamientos de las capas internas, ya que un bajo porcentaje supera la cifra de 35° considerada anormal para sedimentos subácueos (Pelletier, 1958); asimismo, se afirma que estos valores son más bajos en los depósitos fluviales (Poole y Williams, 1956).

Por su parte, las ondulitas asimétricas (junto con la estratificación entrecruzada tabular pseudodiagonal) también se vinculan con cursos de agua, pero de régimen tranquilo (Simons et al., 1961), mientras que las de perfil simétrico requieren movimientos de vaivén que pueden producirse en ambientes palustres.

En lo que se refiere a las estructuras predeposicionales, hay una serie gradacional, determinada por el tipo de movimiento del agente de transporte, y comienza con los calcos de flujo y de crestas longitudinales que requieren mecanismos veloces hasta turbulentos, con alta energía, muy similares en este aspecto a los que se necesitan para la formación de estructuras de "corte y relleno", pero con la diferencia de que estas últimas se forman bajo la acción de agentes menos viscosos, ya que los calcos de flujo y de crestas longitudinales se encuentran en rocas psamíticas oscuras con pobre madurez textural. Medios adecuados para la formación de estas lineaciones pueden ser los cursos de agua veloces que transportan gran cantidad de material detrítico. En el otro extremo de la serie, se encuentran las estructuras producidas por objetos (calcos de surco, de punzamiento y de roce) que se forman cuando un lecho de pelitas inconsolidado está sujeto a la acción de un agente erosivo cuyas condiciones de flujo son más tranquilas, es decir de índole laminar; en este caso es posible que el mecanismo adecuado haya sido uno en el cual la proporción entre agua y carga era más o menos similar, como por ejemplo los mantos de crecientes.

En consecuencia es necesario individualizar un ambiente continental en el que puedan originarse sedimentos textural y mineralógicamente inmaduros, con estructuras mecánicas que respondan a condiciones de flujo muy variadas.

Hausen (1921) ha considerado los términos inferiores psefíticos que componen la Formación Guandacol como tillitas (moraine boulder beds), mientras supone que la parte media y superior de esta entidad, junto con el Miembro Inferior de la Formación Tupe, son en su

mayoría materiales depositados en planicies fluvio-glaciales (peloditas), en un tiempo subsecuente a la sedimentación de los materiales morénicos. Posteriormente, Keidel (1922), Du Toit (1927) y Windhausen (1931) coinciden con Hausen al atribuir a estos depósitos una génesis glacial. Frenguelli (1944, 1954) también concuerda con la opinión de estos autores, aclarando que aparte de las acumulaciones glaciales y fluvio-glaciales, las peloditas y varves representan ambientes glacialacustres. De La Mota (1946) y recientemente Cuerda (1967) han sostenido el origen glacial de estas sedimentitas.

Por su parte, Teruggi et al. (1967) han negado esta posibilidad debido a la falta de rodados pentagonales, al espesor de la sección, y al buen redondeamiento y la uniformidad en el tamaño de los fenoclastos que componen los conglomerados. A todos estos elementos se les puede sumar la ausencia de orientación típica de till en los diagramas petrofábricos de psefitas realizados. En consecuencia, es imposible, al menos, aceptar la presencia de típicas tillitas en las rocas de la Formación Guandacol.

Teruggi et al. (1967) suponen que se trata de una diamictita, interpretada como depósito de piedemonte, y más específicamente de abanico aluvial. Es justamente en ambientes de esta naturaleza donde pueden presentarse la variedad de corrientes necesarias para originar todas las estructuras mecánicas descritas, tales como cursos de agua con régimen variable, mantos de crecientes, remansos, etc.

Es posible, entonces, que las sedimentitas se hayan depositado, en general después de corto transporte, y tal como lo infiriera Frenguelli (1944), en zonas próximas a las áreas elevadas. Además, la viscosidad de los agentes de transporte parece haber disminuido, en sentido amplio, a medida que se depositaban los estratos más jóvenes, ya que en el Miembro Superior las wackes prácticamente han desaparecido.

PALEOCORRIENTES

Para realizar el estudio de paleocorrientes se debe analizar la orientación de las estructuras direccionales, es decir aquellas que están genéticamente relacionadas con las corrientes que actúan durante la depositación del sedimento. Poole y Williams (1956) las dividen en unidireccionales y bidireccionales; entre las primeras, que permiten determinar el sentido de las corrientes, se encuentra la estratificación entrecruzada, ondulitas asimétricas, calcos de flujo, calcos de punza-

miento y, sin mayor seguridad, los calcos de crestas longitudinales y los deltoides; mientras que entre las segundas, indicadoras únicamente de dirección, se hallaron ondulitas simétricas, calcos de surco, calcos de roce y la mayoría de los calcos de crestas longitudinales. Cabe agregar que las ondulitas estudiadas han sido consideradas transversales, es decir que sus crestas son perpendiculares a la línea del movimiento de las corrientes; éste no es el criterio seguro pues se ha demostrado la existencia de ondulitas longitudinales, orientadas paralelamente a las corrientes, por lo tanto las deducciones realizadas en base a estas estructuras deben ser tomadas con cierta reserva y su disposición en relación con la dirección de movimientos de los agentes de transporte debe ser confirmada por comparación con los datos tomados de otras estructuras más seguras.

Métodos de trabajo

Los métodos empleados pueden ser divididos en dos partes, a saber:

Métodos de campo. Consisten en medir la orientación de las estructuras direccionales. En este caso se ha determinado el buzamiento y azimut de buzamiento de las estructuras internas y externas de las capas entrecruzadas, el rumbo de las crestas de ondulitas y de los ejes mayores de las lineaciones subestratales.

Cabe agregar que de acuerdo con lo enunciado por Potter y Pettijohn (1963) se hizo una medición de cada estructura por estrato. Además, los datos considerados para los entrecruzamientos son todos reales, y por lo tanto no fue necesario reducir ningún valor.

Métodos de laboratorio. Las estructuras entrecruzadas fueron procesadas tal como lo hicieron Teruggi (1964) y Andreis (1965), aplicando el método de Fisher (1953) basado en la densidad probable sobre una esfera, que constituye el punto de partida para la realización de una serie de pruebas que sirven para procesar datos vectoriales, en este caso los de las capas entrecruzadas (Steinmetz, 1962). Cada medición se considera un vector que apunta siempre hacia abajo y que queda definido por los valores de azimut y buzamiento. Estos datos se proyectan en la red de Schmidt que permite corregir por giro la declinación magnética y llevar a los estratos a su posición original, o sea horizontal. Una vez hechas las respectivas correcciones, se determinaron los valores primitivos de A y D (azimut e inclinación de las capas entrecruzadas, respectivamente). Con estos datos se obtu-

vieron posteriormente los cosenos direccionales, los que permiten definir el vector final por medio de los valores \bar{A} y \bar{D} , la magnitud del vector resultante (R) y el radio del círculo de confianza (θ). Este

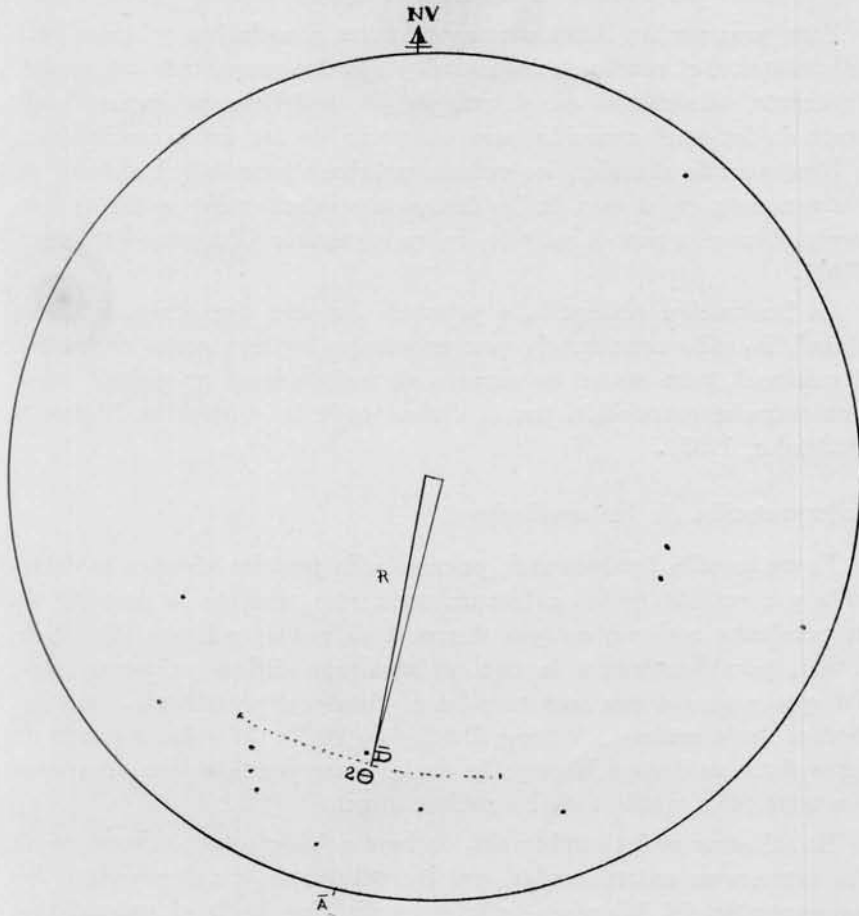


Fig. 11. — Paleocorrientes del Miembro Inferior obtenidas a partir de estructuras entrecruzadas.

\bar{A} : $195^{\circ}44'$; \bar{D} : $31^{\circ}18'$; θ : 23° ; $Bz \frac{1}{2}$: 25° ; $Bz \text{ max}$: 42°

último se calculó al nivel de 0.05, lo que significa que hay una probabilidad del 5 % que la dirección de entrecruzamiento se aparte de ese radio.

Es conveniente aclarar que las láminas con inclinaciones menores a 10° no se ha considerado en el análisis, ya que se demostró que muchas capas consideradas horizontales están inicialmente inclinadas en-

tre 0° y 10° , constituyendo un buzamiento inicial, pero no verdadera estructura entrecruzada. Por otra parte, sólo fueron tomados en cuenta los entrecruzamientos de escala grande (mayores a 5 cm de espesor, Allen, 1963) por ser más importantes volumétricamente (Allen, 1965).

Para procesar los datos correspondientes a ondulitas y lineaciones subestratales, el rumbo de las crestas y ejes fue proyectado estereográficamente, tomándose, en el caso de las ondulitas un segmento de recta de longitud conocida para cada uno de los datos consignados, o bien, cuando abundan los valores próximos entre sí, el sistema de histogramas; en el caso de las lineaciones subestratales se ha optado invariablemente por el método de los segmentos (Potter y Pettijohn, 1963).

La laminación replegada, a pesar de ser una estructura deformacional, ha sido considerada por numerosos autores como estructura direccional, pero no se ha tomado en cuenta pues no parece tener una estrecha correlación con la dirección de las corrientes (Potter y Pettijohn, 1963).

Interpretación de los resultados

Es un estudio fundamental, pues no sólo permite obtener la dirección y/o sentido de las paleocorrientes, sino también la posición de la pendiente regional antigua denominada paleopendiente (Pelletier, 1958), paralelamente a la cual se movieron dichas paleocorrientes, las que a su vez son transversales al rumbo deposicional, o sea los bordes de la cuenca (Potter y Pettijohn, 1963). Además, a partir de estos datos se deduce la posición de las áreas positivas que aportaron los materiales clásticos de las sedimentitas.

Es así como se ha establecido, en base a los vectores azimutales de las estructuras entrecruzadas, que las corrientes que depositaron los componentes del Miembro Inferior se dirigían hacia el sud-sudoeste (fig. 11).

En el Miembro Medio las estructuras direccionales utilizadas fueron ondulitas y lineaciones subestratales, cuya orientación es, aparentemente, bastante diferente. El vector obtenido en base a ondulitas linguoides indica dirección oeste-sudoeste (fig. 12 a); por otra parte, las lineaciones subestratales están orientadas en posición este-sudeste a oeste-noroeste (fig. 12 b). Esta discrepancia puede explicarse debido a que las ondulitas afloran en la base de esta secuencia, mientras que las lineaciones subestratales lo hacen en todo el espesor. En

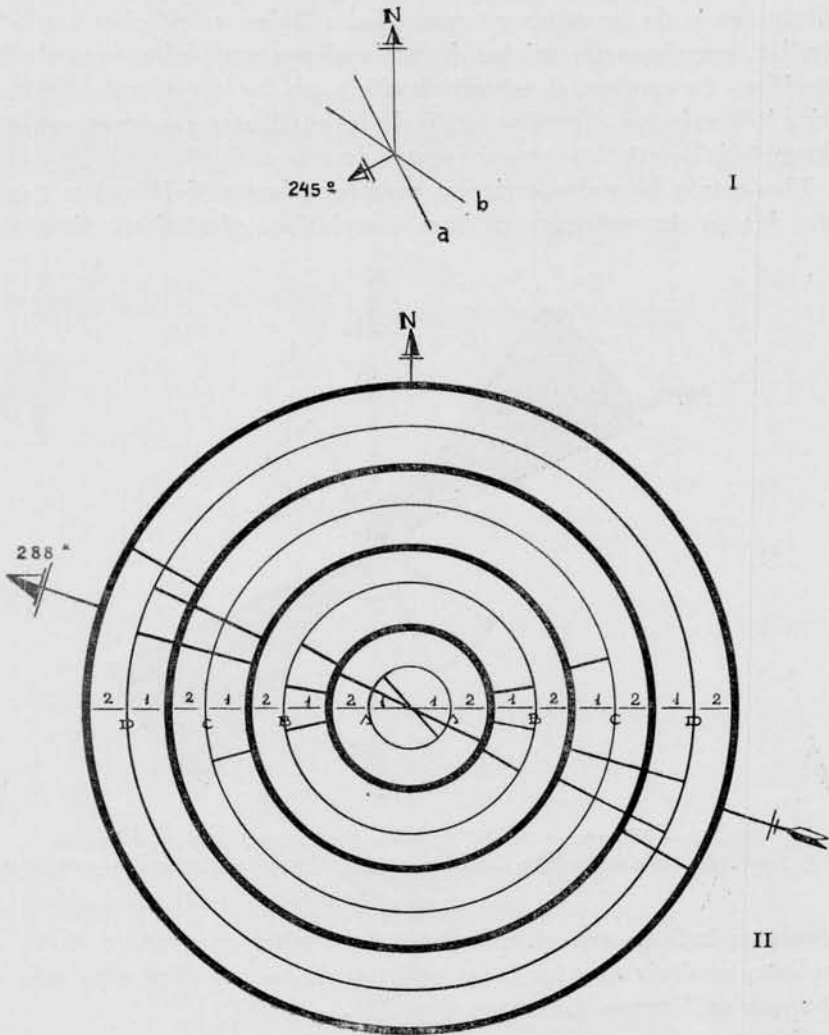


Fig. 12. — Paleocorrientes del Miembro Medio. I, ondulitas ; II, lineaciones subestrales :
a, ondulitas linguoides ; *b*, ondulitas simétricas ; A, calcos de surco ; B, crestas
longitudinales ; C, calcos de punzamiento y de roce ; D, calcos de flujo.

consecuencia, las primeras, aunque su posición no coincida exactamente con la de las capas entrecruzadas, reflejan orientación bastante similar, corroborando así las determinaciones realizadas a partir de aquéllas. En cambio, el azimut obtenido con las lineaciones subestratales indicaría una dirección media de las corrientes que transportaron los materiales clásticos constituyentes de esta entidad.

Finalmente las paleocorrientes correspondientes al Miembro Superior fueron determinadas en base a ondulitas asimétricas. Estas es-

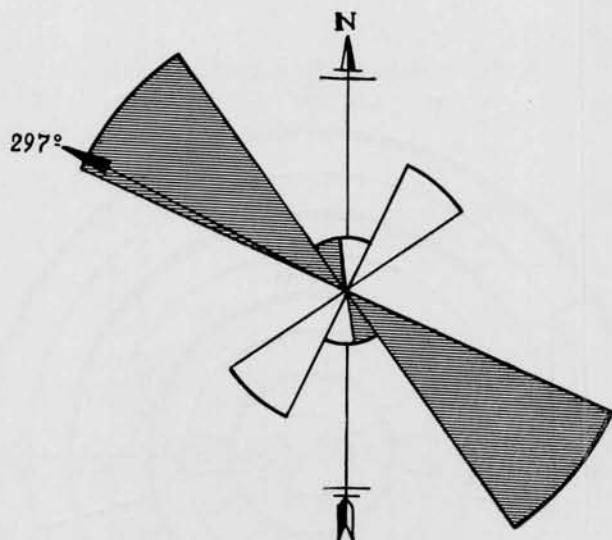


Fig. 13. — Paleocorrientes del Miembro Superior en base a ondulitas.
□ : ondulitas asimétricas ;] ||| : sistema más antiguo y perpendicular a las anteriores

estructuras indican que el transporte de detritos se produjo desde el sudeste, es decir que las áreas positivas se encontraban algo más al sur que en tiempos anteriores (fig. 13).

Concluyendo, se deduce que las zonas de procedencia de los componentes clásticos guandacolenses pueden ubicarse, en un sentido amplio, al naciente de la cuenca de acumulación. Cabe acotar, además, que las corrientes fueron virando sucesivamente desde el cuadrante noreste al sudeste a través de todo el tiempo que duró la depositación de las rocas estudiadas.

Por último, el autor agradece al Dr. Mario E. Teruggi las sugerencias ofrecidas durante la elaboración del trabajo así como la lectura y corrección del manuscrito final.

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J. R. L. (1963). *The classification of cross-stratified units, with notes of their origin*. Sedimentology, vol. 2, n° 2, pp. 93-114.
- (1965). *Upper Old Red Sandstone (Farlovian) paleogeography in South Wales and the Welsh Borderland*. Jour. Sed. Petrol, vol. 35, n° 1, pp. 167-195.
- ANDREIS, R. R. (1965). *Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro (tramo General Conesa-Boca del Río Negro)*. Rev. Museo La Plata (nva. ser.) t. V geol. n° 36, pp. 245-310. La Plata.
- BIRKENMAJER, K. (1958). *Oriented flowage casts and marks in the Carpathian flysch and their relation to flute and groove casts*. Acta Geol. Polon., vol. 8, n° 1, pp. 117-148.
- BODENBENDER, G. (1896). *Devono y Condwana en la República Argentina*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, t. XV, pp. 201-252. Córdoba.
- (1911). *Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, t. XIX, pp. 5-200. Córdoba.
- BOTVINKINA, L. N. (1959). *Morphological classification of bedding in sedimentary rocks*. Izvestiya Akad. Sci. URSS, geol. ser., n° 6, pp. 13-30.
- BUCHER, W. H. (1919). *On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretations*. Am. Jour. Sci., vol. 4 n° 47, pp. 149-219; 241-269.
- COOPER, J. R. (1943). *Flow structures in the Berea Sandstone and Bedford Shale of Central Ohio*. J. Geol., vol. 51, pp. 91-203.
- CRAIG, G. Y. y WALTON, E. K. (1962). *Sedimentary structures and paleocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkcudbrightshire*. Trans. Ed. Geol. Soc., vol. 19 (1), pp. 100-119.
- CROWELL, J. C. (1955). *Directional-current structures from the Pre-Alpine Flysch, Switzerland*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 66, pp. 1351-1384.
- GUERDA, A. J. (1965). *Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz, provincia de La Rioja*. Acta. Geol. Lilloana, t. VII, pp. 79-94. Tucumán.
- (1967). *Formación Guandacol (Devónico Superior-La Rioja)*. Notas Com. Invest. Cient., vol. IV, n° 7, 14 p. La Plata.
- DE ALBA, E. (1954). *Descripción geológica de la Hoja 16c, Villa Unión, provincia de La Rioja*. Dir. Nac. Miner., Bol. 82, 81 p. Buenos Aires.
- DE LA MOTA, H. F. (1946). *Estudios geológicos en el Cerro «Bola» al sur de Villa Unión, Departamento de General Lavalle, Provincia de La Rioja*. Tesis ined. n° 111, Museo La Plata, 145 p. La Plata.
- DOTT JR., E. H. (1963). *Dynamics of aqueous gravity depositional processes*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 47, n° 1, pp. 104-128.
- DU TOIT, A. L. (1927). *A geological comparison of South America with South Africa*. Carnegie Inst., Public. n° 181. Washington.
- DUNBAR, C. O. y RODGERS, J. (1957). *Principles of stratigraphy*. Wiley, New York, 365 p.
- DZULYNSKY, S. (1963). *Directional structures in flysch*. Studia Geol. Polon., vol. XII, 136 p.

- DZULYNSKY, S. y SANDERS, J. E. (1962). *Current marks of firm mud bottoms*. Trans Conn. Acad. Arts. Sci., vol. 42, pp. 57-96.
- DZULYNSKY, S. y SLACZKA, A. (1958). *Directional structures and sedimentation of the Krosno Beds (Carpathian Flysch)*. Ann. Geol. Soc. Polon., vol. 28, n° 3, pp. 205-259.
- DZULYNSKY, B. y WALTON, E. K. (1963). *Experimental production of sole marking*. Trans Ed. Geol. Soc., vol. 19 (3), pp. 279-305.
- DZULYNSKY, S. y WALTON, E. K. (1965). *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Devel. in Sedim. 7. Elsevier Pub. Comp., 274 p.
- EVANS, O. F. (1941). *The classification of wave-formed ripple marks*. Jour. Sed. Petrol., vol. 11, n° 1, pp. 37-41.
- (1942). *The relation between wave-formed ripple marks, depth of water and size of generating waves*. Jour. Sed. Petrol., vol. 12, n° 1, pp. 31-35.
- (1949). *Ripple marks as an aid in determining depositional environment and rock sequence*. Jour. Sed. Petrol., vol. 19, n° 2, pp. 82-86.
- FISHER, R. A. (1953). *Dispersion on a sphere*. Proc. Royal Soc. London, ser. A, vol. 217, pp. 295-306.
- FOSSA MANCINI, E. (1943). *Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina*. Rev. Mus. La Plata, sec. Geol. I, pp. 347-406.
- FRENGUELLI, J. (1941). *Las concreciones de los varcos y su significado geológico*. Not. Mus. La Plata, t. VI, Geol. n° 15, pp. 371-386. La Plata.
- FRENGUELLI, J. (1944). *Apuntes acerca del Paleozoico Superior del Noroeste argentino*. Rev. Mus. La Plata (nva Ser.). Secc. Geol., t. II, pp. 213-265. La Plata.
- (1946). *Consideraciones acerca de la «Serie de Paganzo» en las provincias de San Juan y La Rioja*. Rev. Mus. La Plata (nva ser.) t. II, pp. 313-376. La Plata.
- (1954). *El Gondwana Inferior en la Argentina*. De PHYSIS, t. XX, n° 59, pp. 424-437.
- GONZALEZ BONORINO, F. y TERUGGI, M. E. (1952). *Léxico sedimentológico*. Inst. Nac. Invest. Cienc. Nat. y Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivad., Publ. ext. cult. didact., n° 6, 164 p. Buenos Aires.
- GRABAU, A. W. (1924). *Principles of Stratigraphy*. Dover Pub. Inc., 2 vol., 1185 p. New York.
- GUPTA, S.S. (1965). *On the use of the term «amplitude» in ripple mark description*. Jour. Sed. Petrol., vol. 35, n° 2, pp. 503-504.
- HAUSEN, H. (1921). *On the litology and geological structure of the Sierra de Umango Area. Province of La Rioja, Argentina Republic*. Acta Acad. Aboensis, Matem. et Phys., 1: 4, pp. 1-131.
- Hsu, J. K. (1959). *Flute and groove-casts in the Prealpine Flysch, Switzerland*. Am. Jour. Sci., vol. 257, n° 7, pp. 529-536.
- JOHNSON, K. E. (1962). *Paleocurrent study of the Tesnut Formation, Marathon Basin, Texas*. Jour. Sed. Petrol., vol. 32, n° 4, pp. 781-792.
- JONES, O. T. (1937). *On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow Period*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 93, pp. 241-283.
- KEIDEL, J. (1922). *Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, t. XXV, pp. 293-368, Córdoba.

- KELLING, C. y WALTON, E. K. (1957). *Load cast structures: their relationship to upper surface structures and their mode of formation*. Geol. Mag. vol. 94, pp. 481-496.
- KINDLE, E. M. (1917). *Recent and fossil ripple-mark*. Bull. Dep. Mines Geol. Survey Canada, n° 34, 121 p.
- KUENEN, Ph. H. (1949). *Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 104, pp. 365-385.
- (1953a). *Significant features of graded bedding*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 37, pp. 1044-1066.
- (1953b). *Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain*. Venhandl. Woniuk. Ned. Akad. Wetenschap. Amsterdam, Afd. Nat., vol. 29, pp. 1-47.
- (1957). *Sole markings of graded greywacke beds*. J. Geol., vol. 65, pp 231-258.
- MACAR, P. (1948). *Les pseudonodules du Famemien et leur origine*. Ann. Geol. Soc. Belg., vol. 72, pp 47-74.
- MCKEE, E. D. y WEIR, G. W. (1953). *Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, pp 381-390.
- NAVARRO, H. (1945). *El Pabozoico Superior en el borde occidental del valle del río Bermejo y el Yacimiento de Carbón « La Negra », Provincia de La Rioja*. Tesis inéd. Univ. Nac. Córdoba. Córdoba.
- OTTO, G. H. (1938). *The sedimentation unit and its use in field sampling*. J. Geol., vol. 46, pp 569-582.
- PELLETIER, P. R. (1958). *Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 69, n° 8, pp 1033-1064.
- PEPPER, J., DE WITT JR, W. y DEMAREST, D. (1954). *Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin*. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 259, 111 p.
- PETTILJOHN, F. J. (1957). *Sedimentary rocks*. Harper and Bross., New York.
- (1962). *Paleocurrents and paleogeography*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 46, n° 8, pp 1468-1493.
- PETTILJOHN, F. J. y POTTER, P. E. (1964). *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlang New York, Inc, 370 p.
- POOLE, F. y WILLIAMS, G. (1956). *Dirección de transporte de los sedimentos que constituyen las formaciones triásicas y asociadas de la Meseta de Colorado*. Act. Conf. Int. util. energ. atóm., vol. 6: Geol. uranio y torio. Ginebra, 1955, pp 379-383.
- POTTER, P. E. y PETTILJOHN, F. J. (1963). *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlang, Berlin, 296.
- POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1956). *Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin: Part I, cross bedding*. J. Geol., vol. 64, pp 225-244.
- RADOMSKI, A. (1958). *The sedimentological character of the Podhale flysch*. Acta Geol. Polon., vol. 8, pp 335-410.
- RICH, J. L. (1950). *Flow markings, groovings and intra-stratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits with illustrations from Silurian rocks of Wales*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 34, pp 717-741.
- RUCKLIN, H. (1938). *Strömungsmarken im unteren Muschelkalk des Saarlandes*. Senckenbergiana, vol. 20, pp 91-114.

- RUCKIN, L. B. (1958). *Grundzüge der Lithologie*. Acad. Verlag, 806 p. Berlin.
- SANDER, B. (1930). *Gefügekunde der Gesteine*. Springer, 352 p., Vienna.
- SHROCK, R. R. (1948). *Sequence in layered rocks*. Mc Graw Hill Book Co., New York.
- SIMONS, D.; RICHARDSON, E. y ALBERTSON, M. (1961). *Flume studies using medium sand (0,45 mm.)*. Geol. Survey water-supply, Paper 1498-A, pp 1-76.
- SORAUF, J. E. (1965). *Flow rolls of upper Devonian rocks of South-Central New York State*. Jour. Sed. Petrol., vol. 35, n° 3, pp 553-563.
- STEINMETZ, R. (1962). *Analysis of vectorial data*. Jour. Sed. Petrol., vol. 32, n° 4, pp 801-812.
- STOKES, W. L. (1953). *Primary sedimentary trend indicators as applied to ore finding in the Carrizo Mountains, Arizona and New Mexico*. U. S. Atom. En. Com. R. M. E. 3102, 50 p.
- STRAATEN VAN, L. M. J. U. (1953). *Megaripples in Dutch Wadden Sea and in the Basin of Arcachon (France)*. Geol. en Mijnbouw, vol. 15, pp 1-11.
- TANNER, W. F. (1964). *Eolian ripple marks in sandstone*. Jour. Sed. Petrol., vol. 34, n° 2, pp 432-433.
- TARR, W. A. (1935). *Concretions in the Champlain Formation of the Connecticut River Valley*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 46, pp 1493-1534.
- TEN HAAF, E. (1956). *Significance of convolute lamination*. Geol. en Mijnbouw, vol. 18, pp 118-194.
- (1959). *Graded beds of the Northern Apennines*. Ph. D. Thesis, Rijks Univ. of Groningen, 102 p.
- TERUGGI, M. E. (1964). *Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de la Tinta (provincia de Buenos Aires)*. An. Com. Invest. Cient. Buenos Aires, vol. V, pp 1-27. La Plata.
- TERUGGI, M. E.; ANDREIS, R. R.; IÑIGUEZ, M.; ABAIT, J. P.; MAZZONI, M. M. y SPALLETI, L. A. (1967). *Sedimentology of the Paganzo Beds at Cerro Guandacol, Province of La Rioja*. Act. 1° Simp. Intern. Estrat. y Paleont. Gondwana. Mar del Plata (en prensa).
- VASSOKVIC, N. B. (1953). *On some structures in the flysch*. Tr. Luovsk. Geol. Obščestvo, vol. 3, pp 17-85.
- WILLIAMS, E. (1960). *Intra-stratal flow and convolute folding*. Geol. Mag., vol. 97, pp 208-214.
- WOOD, A. y SMITH, A. J. (1957). *The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan)*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, vol. 94 (2), pp 163-196.