

Hacia una nomenclatura y clasificación de formas de fondo transversales generadas por flujos de agua

Gerardo M. E. PERILLO

*Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804, 8000 Bahía Blanca, Argentina
Depto. de Geología, Univ. Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina
E-mail: perillo@criba.edu.ar*

Resumen. Existe una gran diversidad de nombres y clasificaciones de formas de fondo en todos los idiomas, lo que redundará en complicaciones a la hora de describirlas. Nuestro idioma no es una excepción y por lo tanto es tiempo de establecer un esquema que reúna una nomenclatura y clasificación de formas de fondo. El objetivo del presente trabajo es dar una primera aproximación hacia ese logro para formas de fondo, principalmente transversales al flujo. Estos flujos se consideran tanto unidireccionales (en sentido amplio) y oscilatorios. Se presenta también una breve reseña de las relaciones dinámicas entre el flujo y el sedimento necesario para comprender el porqué de estas formas. Pero no se incluyen las estructuras primarias generadas por las mismas. Entre otros aspectos, se propone el empleo del término "dunas" únicamente para las formas transversales generadas por flujos de agua, y del término "médeno" cuando el agente es el viento.

Palabras Clave: formas de fondo, flujos unidireccionales, flujos oscilatorios.

Key words: bedforms, unidirectional flows, oscillatory flows.

EXTENDED ABSTRACT

Towards a nomenclature and classification of transversal bedforms generated by water flows.

As it is common in many languages, Spanish-speaking researchers dealing with bedforms have developed a large variety of terms and classifications which, sometimes, are even contradictory. The main aim of the present article is to provide a nomenclature and classification scheme for transversal bedforms generated by water flows that can serve as the basis for a more elaborated product achieved after several iterations, with the consensus of these researchers. In particular, it is proposed the use of the word "dunas" for the transversal bedforms generated by water flows and "médenos" when the agent is wind.

Bedforms are instabilities in the sediment-water interface. Particles displaced from one point in the bed are deposited in another producing a modification in the flow structure and inducing further deposition in and around these particles. The flow instability then propagates downcurrent inducing the formation of new bedforms. Even though there is general agreement about the main formation mechanisms for bedforms, there are many details about their genetic processes, and which variables affect them the most are still unknown. Different authors have suggested

that water depth, grain size, presence/absence of fine (silt or clay) particles, flow velocity and asymmetry are some of the most important predicting variables. However, the correlations observed are far from satisfactory or are site or experiment-specific and seldom can be extrapolated to other environments. Some correlations such as H vs d and L vs d are given in figures 4 and 5.

A nomenclature of transverse bedforms elements are given in figure 3. The proposed bedform classification for unidirectional flow is provided in figure 15 while a similar one for oscillatory flow is shown in figure 16. In both cases the tables also indicate the proposed names in Spanish, but also the bottom areal configuration, the limiting dimensions, their relationship with the flow (longitudinal or transversal) and the flow configuration for each element. In the case of the unidirectional forms we added the original bed shape that developed the initial instability.

Both classifications show a size increment for the smallest bedforms or the maximum possible with the considered flow. However, this is not indicative that an evolutionary criterion is attached. To develop a major bedform it is not necessary that all previous bedforms occur before. Nevertheless, it is common the presence of bedform hierarchies where several class elements are present simultaneously.

INTRODUCCIÓN

Una de las conclusiones del Taller de Trabajo sobre "Formas de Lecho y Estructuras Primarias" organizado por la Asociación Argentina de Sedimentología (AAS) en Bahía Blanca en Abril de 1994 fue la necesidad de contar con una nomenclatura en lengua castellana para denominar a estos importantes elementos en la interpretación geológica del medio ambiente sedimentario. Durante la V Reunión Argentina de Sedimentología, realizada en Agosto de ese mismo año en San Miguel de Tucumán, se convocó a un nuevo taller dirigido específicamente a discutir el problema de la nomenclatura. Como colofón de este taller, se formó en el seno de la AAS el Comité de Nomenclatura de Formas de Lecho y Estructuras Primarias.

Dicho Comité se conformó con diversos especialistas en las numerosas variedades de estructuras tomando en cuenta aspectos tales como agentes de formación, ambientes y criterios de edades geológicas. A cada miembro del Comité se le asignó la identificación de las estructuras propias del tema que le tocó en suerte y definir la nomenclatura preliminar que, luego, se sometería al análisis de todo el Comité. Su objetivo es volcar en una serie de documentos los resultados para ponerlos a consideración de la comunidad científica y finalmente llegar a un posible glosario/diccionario que integre tanto las formas primarias como las estructuras generadas por ellas..

La mayor parte de las obras que poseen algún tipo de nomenclatura en castellano tienen más de 20 años y en gran medida se asemejan a diccionarios donde los términos empleados suelen ser una traducción directa del Inglés y otros idiomas con el agregado de información aportada por los autores. Los más destacados son las obras de González Bonorino y Teruggi (1952), Riggi (1964), Mailhe (1972), Turner (1972) y Codignotto (1987). Básicamente no existe, o al menos no he tenido acceso, una detallada nomenclatura previa aún fuera de Argentina.

Por lo tanto, el objetivo del presente artículo es presentar una nomenclatura y clasificación de formas de fondo, principalmente transversales al flujo. Estos flujos se consideran tanto unidireccionales (en sentido amplio) y oscilatorios. Se presenta también una breve reseña de las relaciones dinámicas entre el flujo y el sedimento necesario para comprender el porque de estas formas. Pero no se incluyen las estructuras primarias generadas por las mismas.

Quizás convenga aquí también explicar la idea de porqué, además de una nomenclatura, planteo la idea de una clasificación de las formas de fondo transversales. De acuerdo al Diccionario de la Real Academia Española, nomenclatura se refiere un listado de nombres o personas. En cambio, una clasificación no es solamente determinar el nombre de una serie de elementos (formas de fondo en este caso) sino que también incluye una descripción morfológica y dinámica del mismo, y una integración en una posible secuencia.

DEFINICIÓN DE FORMAS DE FONDO

Cuando un fluido se mueve cerca de un fondo inicialmente plano de sedimentos inconsolidados y no cohesivos a una velocidad superior a la crítica para mover el material, este se desprende aleatoriamente del fondo y es transportado una cierta distancia para volver a depositarse. Ese simple grano ya genera de por sí una forma de fondo incipiente que interactúa con el flujo produciendo inestabilidades en el mismo. Una de esas inestabilidades es que otros granos transportados tiendan a depositarse en cercanías de la forma induciendo un crecimiento de la misma hasta que toda la forma alcanza un equilibrio dinámico con el flujo.

Cambios en el flujo dan lugar a una reacción de la forma. A través del transporte de sedimento, la forma cambia para adaptarse a las nuevas circunstancias, pero a su vez también el flujo es afectado en cercanías de la forma. Esto es evidentemente un ciclo continuo de interacciones que no cesa hasta que el flujo se reduce a valores inferiores a los necesarios para transportar ese tipo de grano.

Por lo tanto, una forma de fondo no es más que una inestabilidad del lecho que se adapta al flujo que actúa sobre el mismo. En otras palabras, la forma surge como respuesta a la deformación que produce el flujo sobre materiales sueltos. De allí que una definición preliminar de forma de fondo puede ser la presentada por Swift y Ludwick (1976) "*...una irregularidad del substrato particulado de un flujo*". Allen (1968), sin embargo, da una definición más completa "*...elementos del relieve desarrollados sobre el fondo de un flujo como consecuencia de una interacción inestable entre el flujo y el fondo*". Por otro lado, Southard (1971) lo define directamente como "*...un elemento estructural individual del fondo*".

MÉDANOS VS DUNAS

Antes de describir los procesos dinámicos y la nomenclatura de formas de fondo, creo conveniente discutir otra discrepancia bastante común, especialmente en trabajos relacionados con ambientes costeros. Tanto en Inglés como en Francés existe un único término para denominar a las formas de fondo, fundamentalmente aquellas transversales u oblicuas al flujo, que se generan por acción eólica y por agua: *dunes*. Sin embargo, el Castellano tiene, en este sentido, una rica variedad de sinónimos que pueden emplearse a nuestro favor para una más adecuada y precisa nomenclatura.

La idea es entonces la de utilizar el término "duna" exclusivamente para las formas generadas por flujos acuosos mientras que el término "médano" se debería referir a las formas producidas por acción eólica. Si bien en este artículo no voy a analizar a los médanos, en futuros análisis pueden surgir algunos problemas cuando se trate a las formas pequeñas superpuestas sobre los médanos que en general se las distingue como ondulitas u óndulas (*ripples*). No obstante, empleando el criterio definido por tamaño propuesto por Ashley (1990) este inconveniente puede ser rápidamente solucionado.

CONCEPTOS BÁSICOS DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Los diferentes elementos que deberían tomarse en cuenta para clasificar a las formas de fondo necesariamente involucran el ambiente donde se desarrollan (p.e., marino, fluvial, intermareal, etc.), el tipo de sustrato (p.e., tamaño, composición y espesor del sedimento), las características del flujo (p.e., unidireccional, oscilatorio, combinado), la orientación con respecto al flujo dominante (p.e., transversal, longitudinal u oblicua) y las relaciones con otras formas de fondo. De ellos lo esencial es el mecanismo del transporte de sedimento en cercanías del lecho, de allí que en la presente sección se dará una breve introducción a la dinámica del flujo asociado a este transporte.

En realidad las formas de fondo acumulativas no son otra cosa que un reservorio o depósito de sedimentos que se origina por el retardo que existe entre el flujo y el transporte de ese sedimento. En efecto, las partículas transportadas como carga de fondo se mueven a una velocidad varias veces inferior a la del flujo que las acarrea. De hecho, el mecanismo de transporte para una partícula en espe-

cial no es un proceso continuo sino que involucra episodios de movimiento separados por otros de reposo sobre el fondo. Ello se asocia a los procesos turbulentos que ocurren en el flujo y que se denominan aquí en forma genérica como "irrupción" (en reemplazo del término inglés *bursting*).

Aún en flujos estacionarios y macroscópicamente uniformes existen variaciones significativas tanto en la dirección del flujo como en forma transversal dentro de la capa límite en general, y en la subcapa viscosa en particular. Dentro de ésta se desarrolla una serie de franjas o estrías alternadas de flujo que se mueven a altas y bajas velocidades, respectivamente, y con una separación entre ellas relativamente constante y que es proporcional a la velocidad de fricción (u.). Estas franjas, donde el movimiento del fluido se efectúa en forma helicoidal, son de longitud finita y se mantienen sólo por cierto tiempo. Eventualmente, se producen eyecciones de fluido desde las franjas de baja velocidad con una inclinación que varía entre 15° y 30° que conforman vórtices de horquilla (por su forma) y que persisten en el tiempo a medida que el vórtice se traslada aguas abajo (López *et al.*, 1996). Similarmente se producen barridos (*sweeps*) de flujos de alta velocidad que provienen de la capa límite turbulenta hacia la subcapa viscosa. Tanto las eyecciones como los barridos involucran más del 80%, en promedio, de la energía total disponible para transportar sedimentos a pesar que estos se concentran en menos de 10-15% del tiempo en que el flujo pasa por un sitio determinado.

Aunque la velocidad media del flujo no sea suficiente para vencer el esfuerzo de corte crítico del sedimento de fondo, las eyecciones y barridos generan instantáneamente esfuerzos de corte que son de 2 a 4 veces mayores que sus valores medios (Fig. 1). La iniciación del transporte se produce por estos procesos esporádicos poniendo a disposición del flujo medio el material para ser transportado. Debido a las propias irregularidades del flujo medio es que, luego de cierta distancia, el material es nuevamente depositado en espera de un nuevo evento que lo saque de esa posición. Esto es especialmente válido cuando la velocidad media es cercana o inferior a la requerida para iniciar el movimiento del material de fondo.

Evidentemente, el mecanismo caótico (que en este caso no significa desordenado sino que implica que a pesar de tener una aproximación determinística del problema, la solución del mismo es totalmente dependiente de las condiciones

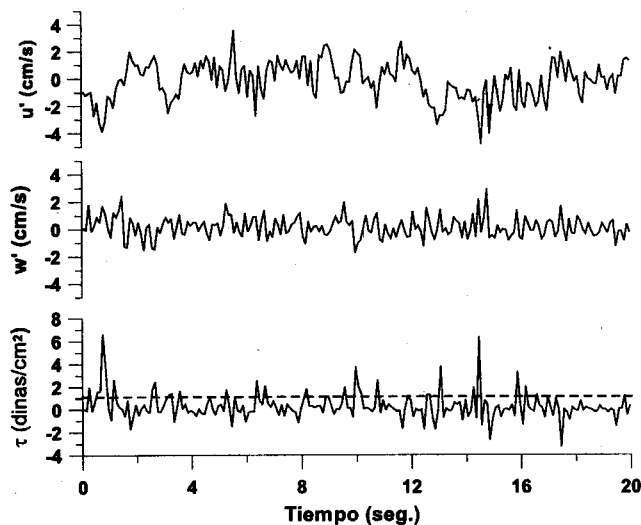


Figura 1. Series de tiempo de las fluctuaciones horizontales (u') y verticales (w') del flujo y del esfuerzo de corte en el fondo (τ) muestreados con un $\Delta t = 0,1$ s. La línea punteada representa el valor crítico para mover el sedimento medio en el fondo (modificado de Pérez y Perillo, 1998).

Figure 1. Time series of longitudinal (u') and vertical (w') flow fluctuations and the bottom shear stress (τ) sampled at $\Delta t = 0,1$ s. The dash line represents the critical sediment shear stress (modified from Pérez y Perillo, 1998).

iniciales; Turcotte, 1992) de iniciación, transporte y depositación no es un proceso continuo sino que existe un rezago entre el flujo y el transporte. Resulta claro entonces que hay ciertos sectores del fondo donde el material tiende a acumularse en mayor medida que en otros. Aunque sólo una porción del sedimento residirá permanentemente con la forma (la proporción se incrementa con su tamaño), el tiempo de residencia de los granos es mayor en ellas que en un fondo sin formas.

Dada esta diferencia en el tiempo de residencia del sedimento entre el fondo y la forma, es que surge la idea del “rezago de segundo orden” entre la velocidad de traslación (o de fase) de la forma y la velocidad del flujo (el de primer orden es entre el flujo y los granos). Normalmente existe una diferencia significativa que se puede observar claramente en experimentos en canales de laboratorio con flujos totalmente desarrollados y luego que se alcanzan condiciones estacionarias. La velocidad de fase (o de traslación) de las formas tiende, en esas circunstancias, a ser constante por lo que, aunque en movimiento, las formas se encuentran en un “equilibrio dinámico” con el flujo. Sin embargo, existen condiciones en las que las formas no se

mueven con el flujo pero mantienen sus características morfológicas. En ese caso se dice que se encuentran en un “equilibrio estático” con el flujo (Perillo y Ludwick, 1984a). En ambos casos se han observado esos equilibrios tanto en laboratorio como en la naturaleza.

Independiente del tipo de equilibrio en que se encuentre, el transporte de sedimentos a través de la forma se produce principalmente como carga de fondo. Normalmente una capa de sedimentos de unos pocos diámetros de espesor ($1-5D$, donde D es el diámetro del sedimento del fondo) se desplaza por uno de sus flancos hasta la cresta y luego puede sufrir dos procesos diferentes. Si el flanco opuesto posee una pendiente pequeña con respecto al flujo, es probable que el transporte fluya conforme a la forma.

Pero si la pendiente es fuerte, entonces se produce una separación del flujo en la cresta (Fig. 2) y parte del sedimento es eyectado y transportado en suspensión, mientras que otra parte cae por el flanco por desplazamiento gravitacional. En este caso, paralelo al flanco y, entre éste y el punto de reingreso se desarrolla un vórtice cuyo sentido de rotación es inverso al del flujo medio. La acción del vórtice produce mayor erosión en la base del flanco y un transporte hacia la cresta favoreciendo el aumento de la pendiente y el mantenimiento de las condiciones para que se produzca separación en la cresta y la migración de la forma.

Un hecho interesante y poco discutido en la literatura es la distribución del esfuerzo de corte en el fondo ($\tau = \rho u'$, donde ρ es la densidad del fluido) a lo largo de la rampa. Si en ella se produce separación del flujo, resulta que el máximo de τ_b ocurre justo en la cresta (Raudkivi, 1990), mientras que si no hay separación, por estudios teóricos (Taylor y Dyer, 1977) y por mediciones directas (Perillo y Ludwick, 1984b) se demuestra que esto ocurre a cierta distancia antes de la cresta. Esta distancia es del orden de 10% de la separación entre formas cuando estas aparecen en un tren periódico.

En condiciones de equilibrio dinámico, la forma migra en la dirección del flujo dominante por medio de ese transporte como carga de fondo. El sedimento es erosionado de la rampa y depositado sobre el talud. La acumulación de este proceso origina que toda la forma migre. De allí que se emplee la velocidad de migración de las formas de fondo como un mecanismo para calibrar las ecuaciones de transporte como carga de fondo.

Aunque la mayor parte de los procesos diná-

micos discutidos hasta el momento se pueden aplicar directamente tanto a flujos unidireccionales como a oscilatorios, existen algunos aspectos que sólo ocurren en estos últimos o en flujos combinados. En el caso de flujos oscilatorios únicamente me voy a detener en los relacionados con olas gravitacionales con períodos entre 1 y 20 seg. El otro tipo de flujo oscilatorio de magnitud es el producido por las mareas pero a los efectos de este trabajo pueden considerarse, en la mayoría de los casos, como unidireccionales.

La acción efectiva de las olas para transportar sedimentos está relacionada con el cociente entre la profundidad del lugar (d) en cuestión y la longitud de la ola en aguas profundas (λ). Donde $\lambda = 1,56 T^2$, y T es el período de la ola. Cuando la profundidad relativa (d/λ) es menor que 0,5 el movimiento orbital inducido por el pasaje de la ola comienza a interactuar con el fondo. Sin embargo, esta interacción es débil hasta que la ola ingresa en aguas someras ($d/\lambda < 0,05$). En esas condiciones el transporte se efectúa fundamentalmente como carga de fondo con el consecuente desarrollo de dunas pequeñas.

Una vez que se desarrollan las dunas, la interacción entre las olas y el fondo pasa a ser bastante compleja y el tipo de transporte de sedimento dominante es función de la longitud de onda de la ola y la separación entre crestas de las dunas. Cuando la separación es pequeña con respecto a la longitud de la ola, el transporte se realiza principalmente como carga de fondo. Mientras que a medida que esta relación se invierte se pasa paulatinamente a un mayor porcentaje de transporte en suspensión, pero siempre relativamente cercano al fondo.

El transporte de sedimentos por olas es proporcionalmente bajo cuando se compara con la acción de las corrientes y solo es significativo cuando actúan solas. Pero en los flujos combinados, las olas desarrollan un rol fundamental en la dinámica sedimentaria, aún cuando las corrientes son muy débiles para mover el material del lecho. Debido a la fuerte aceleración y el efecto de vaivén que inducen en las partículas se ha demostrado que las olas generan un esfuerzo de corte hasta cinco veces mayor que el producido por una corriente de igual intensidad que la componente longitudinal de la velocidad orbital máxima. Por lo tanto, se puede decir que, en flujos combinados, las olas ponen en movimiento al sedimento mientras que las corrientes son las encargadas de transportarlo.

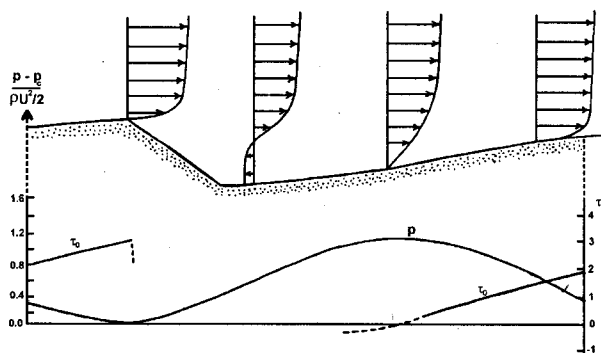


Figura 2. Distribución de velocidades, esfuerzo de corte en el fondo y presión sobre una duna con separación de flujo en la cresta (modificado de Middleton y Soutahrd, 1984).

Figure 2. Distribution of velocities, bottom shear stress and pressure over a dune with flow separation over the crest (after Middleton y Soutahrd, 1984).

MORFOLOGÍA DE LAS FORMAS DE FONDO TRANSVERSALES

Las formas de fondo se pueden diferenciar, en primera instancia en función del ángulo entre la cresta y la dirección del flujo predominante en: transversales, longitudinales u oblicuas. Pero la morfología más representativa es aquella planteada por las transversales. La figura 3a muestra un perfil de una forma transversal ideal indicando sus elementos principales. De ellos se destacan ambos flancos denominados "talud" y "rampa" separados por la "línea de cresta". Aunque existen formas cuyo perfil transversal es simétrico, son mucho más comunes aquellas que poseen los flancos con diferentes pendientes. La rampa corresponde al flanco ubicado corriente arriba de la cresta y es el que posee la menor inclinación. Mientras que el talud tiene inclinaciones mayores que pueden llegar hasta alcanzar el ángulo de reposo del sedimento en formas menores y en las producidas por viento. El empleo de términos como sotavento o barlovento se descartan completamente debido a que, especialmente en flujos oscilatorios, no existe necesariamente una relación directa con el sentido del flujo.

Normalmente los perfiles transversales de las formas de fondo se representan como triángulos donde la cresta aparece como el vértice superior. Existen muchas formas que pueden asimilarse a este modelo, especialmente aquellas cuyas crestas son lineales. Pero cuando las formas adquieren un carácter tridimensional (ver Clasificación de Formas de Fondo), la cresta no necesariamente coincide con

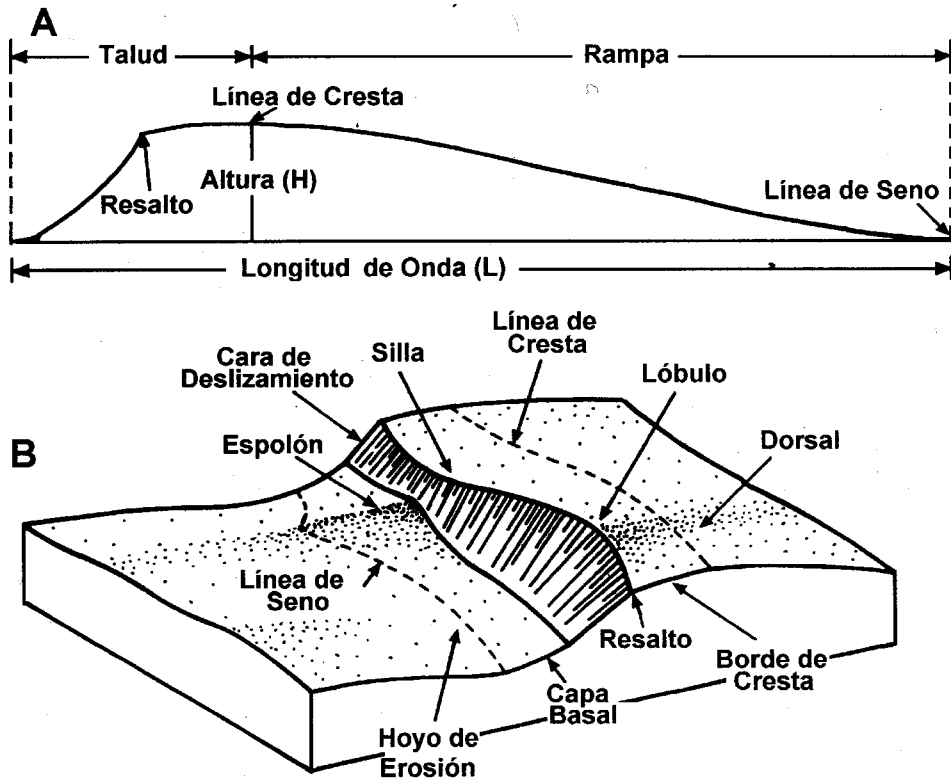


Figura 3. Definición de los elementos morfológicos de una duna transversal, a) perfil longitudinal, b) vista 3D (modificado de Dalymple y Rhodes, 1995).

Figure 3. Definition of the morphologic elements of a transversal dune, a) longitudinal profile, b) 3D view (after Dalymple y Rhodes, 1995).

el comienzo del talud siendo este marcado por el “resalto” o “línea de quiebre”.

Los primeros estudios de formas de fondo realizados por Darwin (1884), Cornish (1901) o Gilbert (1914) asimilaron la continuidad de las series de formas transversales a trenes de olas. Ello llevó a que emplearan términos como “longitud de onda” (L) para representar la distancia que separa a dos crestas consecutivas. Sin embargo, cuando se analizan en detalle las relaciones entre formas, no es conveniente emplear la separación entre las crestas como indicador sino la distancia que existe entre los senos o bien desde el punto donde se puede inferir un cambio en la pendiente que suele ser indicador del comienzo del flanco correspondiente. Esto surge de la gran variabilidad que existe en la separación en los trenes reales de formas tridimensionales. La distancia entre crestas se la denomina como “separación”.

Las formas cuyo perfil transversal es asemeja a un triángulo, cuando son vistas en planta muestran en general crestas lineales que se desarrollan

normalmente por distancias de $10-50 L$. En estos casos, no aparecen elementos distintivos que merezcan ser descriptos en detalle. Pero cuando las formas adquieren carácter tridimensional, aparece una serie de elementos interesantes que tienen relación con la dinámica asociada.

En este caso, la línea de cresta y el talud pasan a ser sinuosos (Fig. 3b) e incluso llegan a cortarse en formas de menor desarrollo lateral, mientras que la “línea de seno” comienza a ser irregular en altura debido a la formación de “hoyos de erosión”. La “cara de deslizamiento” del talud consiste en segmentos alternados formados por “lóbulos” (curvas suaves, “alunados”) delante de los hoyos por un lado, y “estribos” (curvas más abruptas, “linguoides”) frente a los “espolones”. Los espolones pueden ser paralelos u oblicuos a la cresta dependiendo de las características del flujo en ese punto. El segmento entre la línea de cresta y el resalto, denominado “borde de cresta” como así también la rampa suele presentar variaciones en altura. Sobre los lóbulos se pueden producir depresiones o “sillas”,

mientras que en los estribos aparecen algunas alineaciones positivas perpendiculares a la cresta que se denominan "dorsales".

Quizás el aspecto más estudiado de las formas de fondo son los parámetros relacionados con sus tamaños, específicamente su altura (H) y la longitud de onda. La altura se determina como la distancia vertical entre el seno posterior y la cresta. Obviamente, este puede ser un valor relativamente constante si la forma es 2D, pero cuando aparecen hoyos, espolones, sillas y dorsales (Fig. 3b) la altura puede cambiar significativamente de una parte a otra de la forma. Este último aspecto raramente se toma en consideración, y ni aún en textos detallados como el de Allen (1984) se lo discute con profundidad. Sin embargo es justo indicar que solamente en ambientes de muy baja profundidad, donde las formas pueden quedar expuestas, o en canales de pruebas se podrían hacer mediciones minuciosas de esta variación. Cuando se deben emplear mediciones indirectas como por medio de ecosondas, las dificultades aumentan geoméricamente con la profundidad, el tamaño de las formas, y la precisión de la ecosonda y del equipo de posicionamiento empleado.

No obstante las dificultades mencionadas, la información existente en la actualidad indicaría una evidente correlación positiva entre la altura de las dunas y la profundidad (d, Fig. 4) más allá de la dispersión de los datos, atribuibles a los factores estocásticos que influyen en el tamaño de las formas (Dalrymple y Rhodes, 1995). Algo similar ocurre con la determinación de la separación entre formas. La incertidumbre en su cálculo aumenta con la profundidad y el grado de precisión de los equipos empleados. Además, la separación también depende de la orientación de las formas con respecto a la orientación de la transecta sobre la cual se calcula esa separación. Pero a pesar de ello, aquí también se observa una tendencia a que las separaciones entre las formas aumentan con la profundidad del flujo (Fig. 5).

Empleando análisis teóricos y observaciones de campo y laboratorio, Yalin (1964) determinó las siguientes relaciones

$$L = 6 d \quad (1)$$

$$H = 0,167 d \quad (2)$$

Sin embargo, cuando se estudian los datos individuales se observa que solo las formas más grandes son las que presentan una mayor correlación con la profundidad. Es común que superpuestas a

las formas grandes existan formas menores, especialmente sobre la rampa. Obviamente, la existencia simultánea de diferentes tamaños tanto en altura como en separación a una dada profundidad indica que las relaciones no son tan simples como las planteadas en las figuras y las ecuaciones.

La pregunta que surge inmediatamente es: ¿si la profundidad es el factor clave, como pueden ocurrir formas de diferentes tamaños ante condiciones dinámicas generales similares? Dalrymple y Rhodes (1995) plantea dos posibles explicaciones para ello. Por un lado, las formas menores se pueden constituir sobre la rampa de las mayores debido al desarrollo de una capa límite interna; una opción que se denomina de "superposición equilibrada". La segunda posibilidad es la debida a cambios temporarios en la profundidad del flujo ("superposición desequilibrada") con las formas pequeñas desarrolladas cuando la profundidad es menor y viceversa. Bohacs (1981) demostró que la superposición equilibrada puede ocurrir bajo condiciones estacionarias mientras que la superposición desequilibrada se observa en ambientes donde el cambio de profundidad y de la velocidad del flujo son lentos (Allen y Collinson, 1974; Kostaschuck *et al.*, 1989).

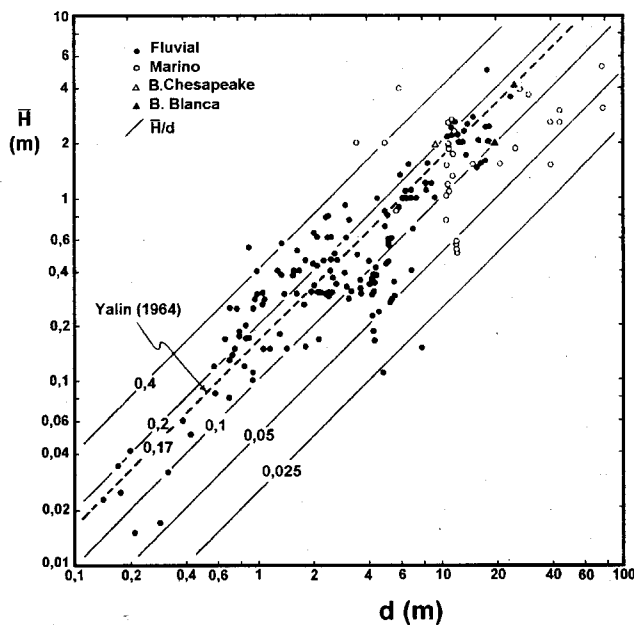


Figura 4. Relación entre la altura (H) de las formas y la profundidad (d) del lugar para diferentes ambientes. La línea punteada corresponde a la ec. (1).

Figure 4. Relationship between bedform height (H) and water depth (d) for different environments. The dashed line corresponds to eq. (1).

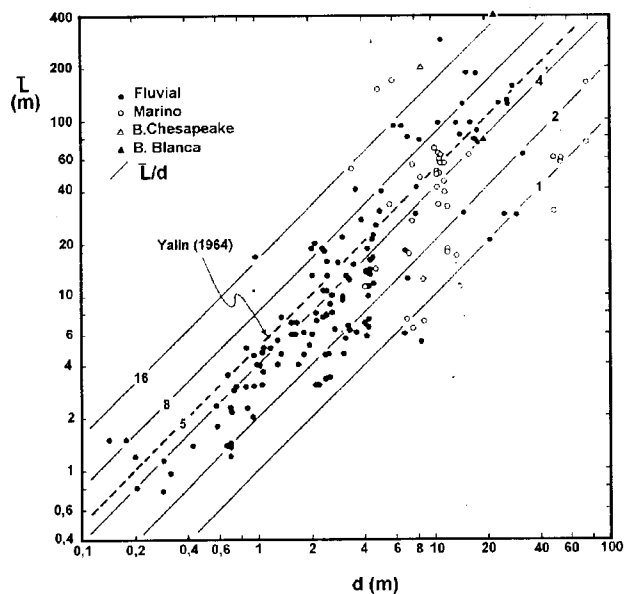


Figura 5. Relación entre la separación (L) de las formas y la profundidad (d) del lugar para diferentes ambientes. La línea punteada corresponde a la ec. (2).

Figure 5. Relationship between bedform spacing (L) and water depth (d) for different environments. The dashed line corresponds to eq. (2).

Debido a que estamos hablando de la relación entre formas encontradas en un mismo sitio, quizás resulta conveniente incluir algunos términos que describen este aspecto. Además de su definición de forma de fondo, Southard (1971) definió a la “configuración de fondo” como “...una representación particular del fondo de arena (p.e., un fondo con dunas pequeñas)”. Avanzando sobre esta definición, podríamos decir que la configuración del fondo es una distribución de formas que se encuentran en un área dada en un momento dado. Luego agregó al “estado del fondo” (*bed state*) que se refiere a que “...es un promedio de las configuraciones de fondo establecidas a través del tiempo, para un conjunto dado de condiciones medias del flujo”. Por último introduce el término “fase de fondo” (*bed phase*) al “...agregado de todos los estados del fondo que envuelven a una o más configuraciones de fondo”.

Un corolario de las diferentes definiciones es que las formas raramente ocurren solas. En un mismo sitio aparecen formas de variados tamaños y apariencias que demuestran la fuerte variabilidad que tiene el flujo. Cuando se desarrollan formas mayores, es muy frecuente que existan formas menores superpuestas. El conjunto demuestra que existe una jerarquía de formas que, estimativamente,

debe estar correlacionado con el flujo.

Otros factores que intervienen en la determinación del tamaño de las formas de fondo son la velocidad del flujo, el tamaño de grano, la disponibilidad y espesor de sedimentos, y el grado de estabilidad del flujo. Los dos primeros tienen explicaciones inmediatas. En el primer caso, el tamaño de las formas y la velocidad del flujo tienden a ser directamente proporcionales. Mientras que en el segundo (granulometría) existen numerosos datos definiendo límites para el desarrollo de formas. Por ejemplo, Rubin y McCulloch (1980) y Flemming (1988) han demostrado que la altura de las formas en ambientes naturales disminuye con sedimentos más finos. No obstante se han encontrado formas de alturas de más de 6 m con arenas medianas a finas (Aliotta y Perillo, 1987) y otras del orden de 1 a 2 m conformadas por gravas pequeñas a gruesas en ambientes estuariales tales como el Solent, Inglaterra (Dyer, 1971) y Río Gallegos, Argentina (Ginsberg *et al.*, 1999; Fig. 6). A pesar que Simmons *et al.* (1961) propusieron que no se pueden formar dunas en sedimentos mayores de 8 mm de diámetro. En la misma medida estos autores establecieron como límite inferior un tamaño de 0,13 mm (2.9ϕ ; Fig. 7) y que además exista menos del 10% de limo y/o arcilla.

Un aspecto muy poco discutido en la literatura salvo brevemente por Allen (1984) y Dalrymple y Rhodes (1995), y estos últimos a instancias del trabajo de Aliotta y Perillo (1987), es el problema del espesor mínimo de sedimentos requerido para que se desarrollen formas de fondo. En la figura 8 se muestra un perfil del fondo del estuario de Bahía

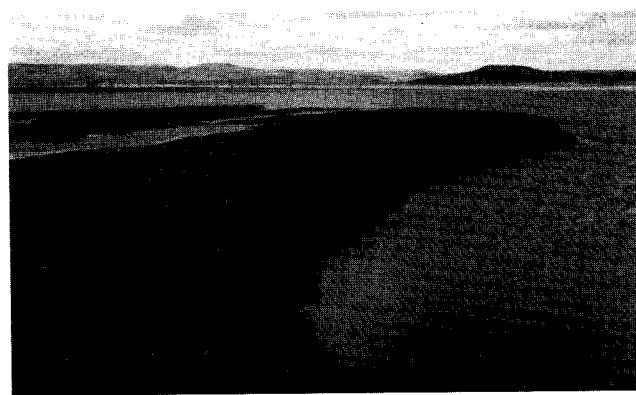


Figura 6. Duna grande 3D de gravas en el estuario del río Gallegos. El talud está orientado hacia el reflujó.

Figure 6. Large 3D gravel dune in the Río Gallegos Estuary. The lee is oriented with the ebb flow.

Blanca donde se observa la presencia de formas cada vez mayores a medida que se alejan del borde de un afloramiento rocoso coincidente con mayores espesores de arena. Es evidente en estas circunstancias que el espesor sedimentario juega un papel clave tanto para dar lugar a la formación como para limitar el tamaño de las formas. Además de este existen otros ejemplos claros dentro del mismo campo de formas descrito por Aliotta y Perillo (1987) donde el tamaño de las formas aumenta con el espesor del substrato arenoso. Entonces, si el espesor es el factor limitante, puede suceder que en muchos casos las alturas alcanzadas por las formas no serían las máximas posibles para determinadas condiciones dinámicas o de profundidad, lo cual aumentaría la dispersión de los gráficos correspondientes.

Aunque algo más destacado, también es escaso el tratamiento que se hace del aporte sedimentario en las características morfológicas de las formas de fondo. Es obvio que para que se generen formas acumulativas tiene que haber un cierto nivel mínimo de sedimentos disponibles, ya sea en el fondo o siendo transportado, o ambos. En el caso que el aporte se restringiera una vez que la forma se desarrolla pero las condiciones dinámicas persisten, entonces se observa que las formas toman el sedimento de su propia estructura y avanzan individualmente.

Estas formas han sido denominadas por Perillo (1981) y Perillo y Ludwick (1984a) como "formas solitarias". Las mismas fueron definidas por el primero como aquellas formas que no se ven afectadas por la presencia de formas adyacentes. En este caso, las formas aparecen separadas de las otras por espacios planos entre ellas (Fig. 9a) que pueden estar cubiertos por sedimentos más gruesos (de rezago) o más finos y que no son móviles (Perillo, 1981). Cuando el aporte sedimentario es continuo y existe suficiente espesor, entonces, las formas adquieren el típico aspecto de "serrucho" como se observa en los registros de ecosonda (Fig. 9b).

Otro elemento relevante de la mayoría las formas de fondo transversales es la asimetría que presentan. Las formas simétricas en realidad son una excepción ya que aún en flujos oscilatorios puros son escasas las posibilidades de desarrollarlas. El talud de las dunas es el más claro indicador de la dirección de migración de la forma y, obviamente, de la dirección neta de transporte sedimentario.

En numerosos experimentos de laboratorio y por observaciones directas se ha demostrado que las dunas adquieren su asimetría en el propio inicio

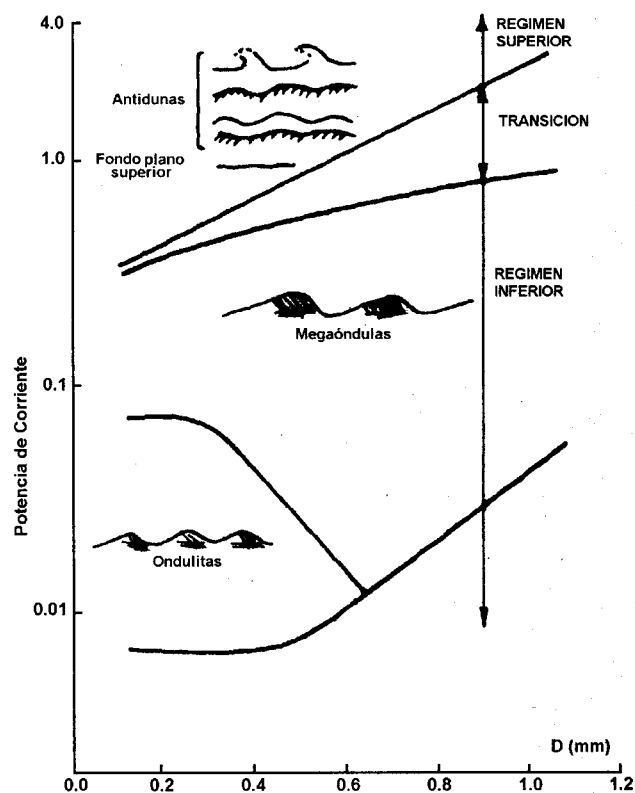


Figura 7. Relación entre la potencia de corriente, el número de Froude y el tamaño de grano en el desarrollo de formas de fondo en un canal de pruebas (modificado de Simmons *et al.*, 1961).

Figure 7. Relationship among the stream power, the Froude number and grain size in the development of bedforms in a flume (after Simmons *et al.*, 1961).

de su desarrollo. Si el flujo es estable, esa asimetría se mantiene indefinidamente. Cambios en la dirección de la asimetría es común en flujos oscilatorios pero normalmente esto está restringido a formas menores. Raramente formas de más de 2-3 m cambian de orientación en estos flujos, y si lo hacen se corresponden con eventos extraordinarios.

Las formas simétricas que comúnmente se relacionan con olas sólo son posibles en ambientes de baja energía y de fondo plano (p.e., lagunas someras o en zonas alejadas de las costas, Spalletti, 1986) donde la pendiente es escasa. Cuando existe cierta pendiente (p.e., frente de costa), las formas son siempre asimétricas. En realidad, Taylor y Dyer (1977) demostraron que en flujos oscilatorios de igual magnitud, solo aquellas formas que inicialmente eran simétricas siguen como tales luego de la aplicación de esos flujos. En cambio aquellas que en su origen son asimétricas, aún con un índice muy bajo, no solo preservan esa asimetría sino que la

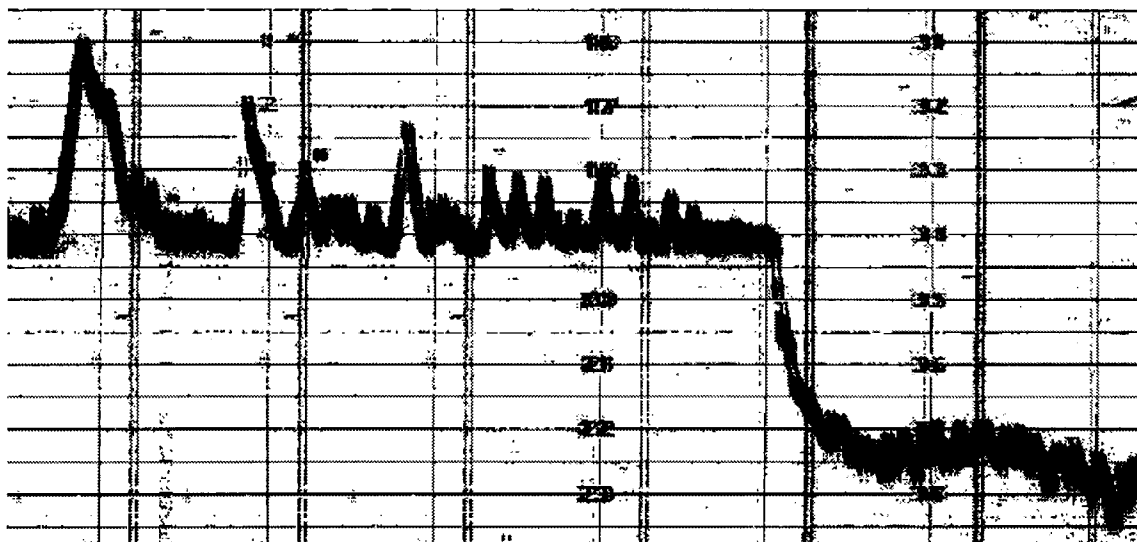


Figura 8. Registro de ecosonda de una terraza desarrollada en la Formación Chasicó aflorante a una profundidad entre 18 y 20 m en el estuario de Bahía Blanca. Se observa el paulatino crecimiento de las dunas hacia la boca (hacia la izquierda) del estuario debido a un incremento en el espesor de arena acumulada sobre el escalón (modificada de Aliotta, 1985).

Figure 8. Echosounder record of a terrace developed in the Chasicó Formation outcropping between 18 and 20 m depth in the Bahía Blanca Estuary. A slow growing of the dunes is observed towards the mouth (to the left) of the estuary as accumulated sand thickness increases as well over the step (after Aliotta, 1985).

incrementan.

La conformación de la forma tiene una directa implicancia con las características del flujo en general, pero principalmente con el transporte de sedimento. En efecto, antes de poder definir la relación con el flujo es necesario acordar la visión en planta de la forma. Para ello la generalidad de los especialistas en formas de fondo han aceptado el criterio de separarlas de acuerdo a si las mismas poseen condiciones "bidimensionales" (2D) o "tridimensionales" (3D; Fig. 10). Las primeras corresponden a aquellas que tienen normalmente crestas rectilíneas que se mantienen por distancias significativamente grandes con respecto a su altura o separación. Es decir, que si se hace un corte transversal a una forma 2D (Fig. 10a), siempre tendrá el mismo perfil independiente del punto a lo largo de la cresta donde éste se haga. Las formas 3D (Fig. 10b) son exactamente lo contrario: no mantienen una cresta continua y varían sus elementos a lo largo de la misma.

De acuerdo con Rubin (1987) existen formas que intrínsecamente son bidimensionales como el caso de las pequeñas dunas formadas por el viento o por flujos oscilatorios. En cambio en flujos unidireccionales es más probable que se desarrollen formas 3D. Sin embargo es necesario destacar

que pueden existir diferentes razones por las cuales una forma se convierte en 3D. Las más notables son las debidas a que esa condición es adquirida por la forma en su relación con el flujo y/o por superposición.

En el primer caso y tal como puede observarse en experimentos de laboratorio y en el campo, la tridimensionalidad surge como el producto de diferencias en la velocidad de fase de la forma a lo largo de su cresta. Pero el verdadero problema aparece con la superposición de elementos topográficos positivos y negativos que se ubican tanto en los flancos como en la cresta de las formas. En esta situación los elementos topográficos son la consecuencia de diferentes interacciones con el flujo que originan puntos de erosión o depositación marcados como los hoyos de erosión, sillas, dorsales, etc. (Fig. 3).

Una vez definidos estos conceptos es necesario volver al problema de la orientación de las formas. Anteriormente se mencionó que la orientación se relacionaba en primera instancia con el flujo predominante. Sin embargo, esto no es así taxativamente sino que la orientación es con la dirección resultante del transporte de sedimento. En otras palabras, las formas se orientan de modo de maximizar el transporte total de sedimento normal

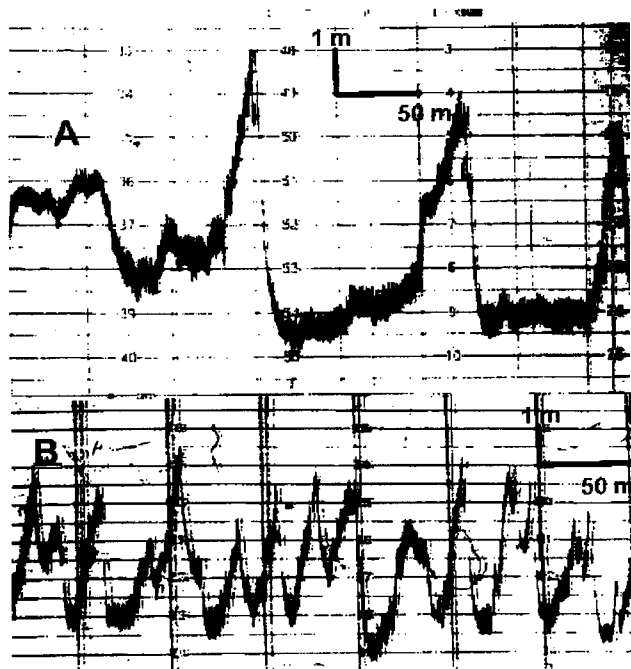


Figura 9. Perfiles de ecosonda de dunas 3D muy grandes en el estuario de Bahía Blanca a) dunas 3D muy grandes (hasta $H = 6$ m) solitarias con taludes muy fuertes; b) dunas 3D muy grandes (hasta $H = 4,5$ m) interrelacionadas (modificado de Aliotta y Perillo, 1987).

Figure 9. Echosounder profiles of 3D very large dunes in the Bahía Blanca Estuary a) very large 3D solitary dunes (up to $H = 6$ m) with strong lees; b) very large 3D dunes interrelated (after Aliotta y Perillo, 1987).

a la misma (Rubin y Hunter, 1987). Para el caso más simple de flujos reversibles con escasa dispersión lateral, el transporte total (Q_R) se puede estimar como (Rubin y Ikeda, 1990)

$$Q = Q_d |\sin \alpha| + Q_s |\sin(\gamma - \alpha)| \quad (3)$$

donde Q_d y Q_s son los transportes dominante y subordinado (Fig. 11a) y sus magnitudes dependen de la volumen de sedimento movilizadopor el flujo oscilatorio. El ángulo entre ambas direcciones (γ) es denominado “ángulo de divergencia” mientras que α y φ son los ángulos entre la cresta y Q_d y Q_R , respectivamente.

Resumiendo, hay aspectos esenciales que deben tomarse en cuenta cuando se trabaja en los mecanismos de origen de formas de fondo. Factores tales como la velocidad (o potencia de corriente $\omega = \tau u$, donde u es la velocidad), el tamaño de grano (y las proporciones de sedimento fino) y la

profundidad juegan papeles claves. Pero dependiendo del ambiente en que se desarrolle, el grado de influencia de cada uno de ellos varía significativamente. Por ejemplo, cuando se estudian problemas en ríos, canales o ambientes intermareales, la profundidad, incluida dentro del número de Froude ($Fr = u/\sqrt{gd}$) permite desarrollar formas de régimen superior solo cuando la profundidad es menor de 0,95 m (Fig. 12). Si bien el flujo es eminentemente turbulento, no se dan las condiciones para la formación de ondas estacionarias ni antidunas. De allí es que la mayor parte de estas observaciones se realicen en experimentos de laboratorio o durante el lavado retrocedente en playas (Perillo y Codignotto, 1989). Justamente, preparé la figura 12 para mostrar los valores de Fr para diferentes profundidades y para rangos de velocidades desde 0,1 a 3 m/s. Aunque existen en la naturaleza casos de velocidades mayores, ellas son eventuales y restringidas a zonas muy particulares de cursos de ríos o canales de marea. Por ello el marco de la figura 12 es válido para casi todas las condiciones naturales para flujos de agua.

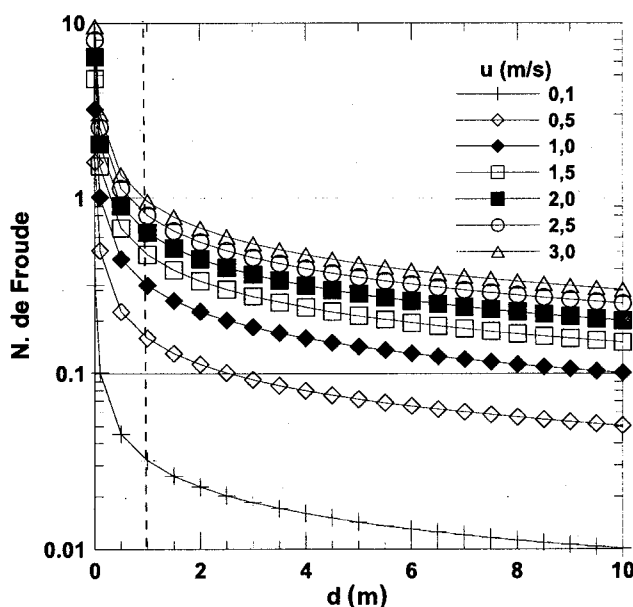


Figura 10. Variación del número de Froude con la profundidad para un rango de velocidades entre 0,1 y 3 m/s. Aún para las máximas velocidades la condición de flujo supercrítico no puede alcanzarse para profundidades mayores de 0,95 m.

Figure 10. Relationship between the Froude number and water depth for a velocity range between 0,1 and 3 m/s. Even for the maximum velocities, supercritical flows cannot be reached for depths in excess of 0,95 m.

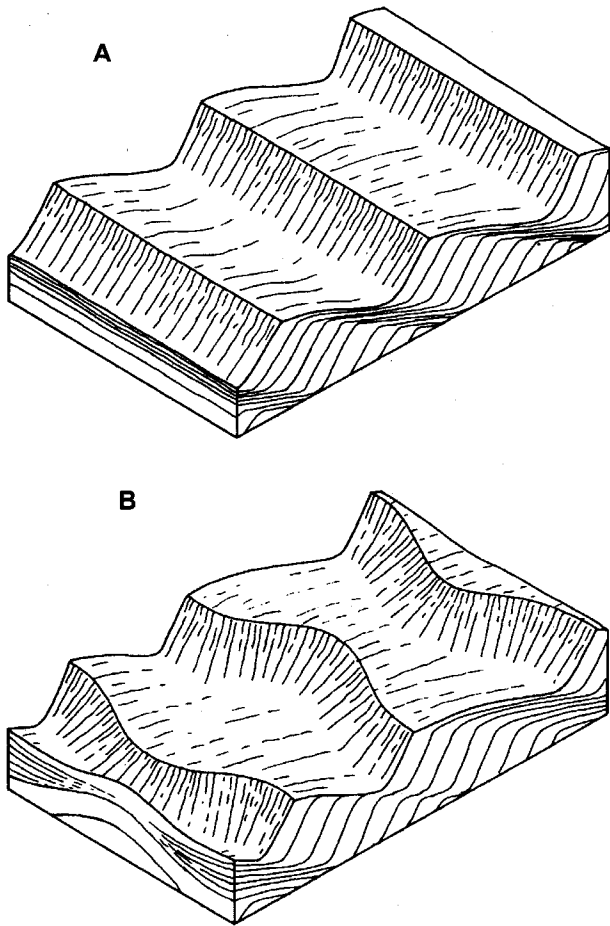


Figura 11. Modelos de dunas transversales a) 2D, b) 3D.

Figure 11. Models of transversal dunes a) 2D, b) 3D.

CLASIFICACIÓN DE FORMAS DE FONDO TRANSVERSALES

La diversidad de formas y sus combinaciones, como así también las características idiomáticas llevaron a que, con el tiempo, la nomenclatura de formas de fondo se encuentre totalmente desordenada. Existen notables diferencias en la denominación de cada una de las formas posibles, e inclusive hay casos en que un mismo nombre se escribe de distintas formas (p.e., *sand wave* y *sandwave*). En otros casos el nombre representa alguna característica morfológica definida, pero en otros el mismo se refiere a una peculiaridad genética o del material que lo compone. Actualmente no existe consenso en ninguna lengua sobre la nomenclatura de formas de fondo, y menos aún en una clasificación. Por lo tanto, en esta sección, se plantea justamente presentar algunos elementos para el Castellano, como

base para una discusión que lleve definitivamente a encontrar tanto una nomenclatura como clasificación definitiva para nuestra lengua.

La más obvia clasificación es aquella que, como primera aproximación, relaciona a la ubicación general de la cresta con respecto a la orientación del flujo predominante. De acuerdo a este criterio las formas pueden ser “transversales” (cuando la cresta es aproximadamente normal al flujo), “longitudinales” (cuando la cresta es aproximadamente paralela al flujo) y “oblicuas” (cuando la cresta mantiene un ángulo pronunciado con el flujo).

La mayor parte de las formas que aparecen en la naturaleza o son el resultado de experimentos en canales de pruebas son transversales al transporte, ya sean 2D o 3D. Consecuentemente, casi todas las clasificaciones que se encuentran en la literatura tienen a estas como principales protagonistas.

Existen tres nombres que aparecen en casi todas las clasificaciones que han surgido hasta fines de los años 80: ondulitas (*ripples*), megaóndulas (*megaripples*) y ondas de arena (*sand waves*). La presencia/ausencia de una u otra o el agregado de otros elementos en la clasificación depende principalmente de si los datos empleados surgieron de estudios de laboratorio o de campo. Y en el caso de estos últimos, la diferencia reside en la profundidad y el tipo de flujo dominante (unidireccional u oscilatorio).

Cuando la diferenciación entre las formas depende del tamaño (especialmente la altura) es necesario aclarar su relación con la profundidad y características del flujo. Por ejemplo, lo que se considera, una megaóndula en un canal de laboratorio, apenas llega a ser una ondulita relativamente grande en un ambiente de 10 o más metros de profundidad. Perillo (1994) presentó un esquema de correlación entre las terminologías empleadas y los diferentes ambientes en relación con su profundidad (Fig. 13).

Las primeras nomenclaturas de formas de fondo se originaron de observaciones en ambientes fluviales, playas y especialmente laboratorios; todos de escasa profundidad. De allí que estas formas mostraran una relación directa con la profundidad, en particular con lo que ocurre en la superficie del agua, y también la importancia del número de Froude en el tipo de forma. En la parte inferior de la figura 13 sólo se consideraron las condiciones de flujo subcrítico y crítico, cuando la superficie y el fondo están 180° fuera de fase. Este concepto se mantiene en los ambientes intermareales y someros donde el efecto de la profundidad es esencial

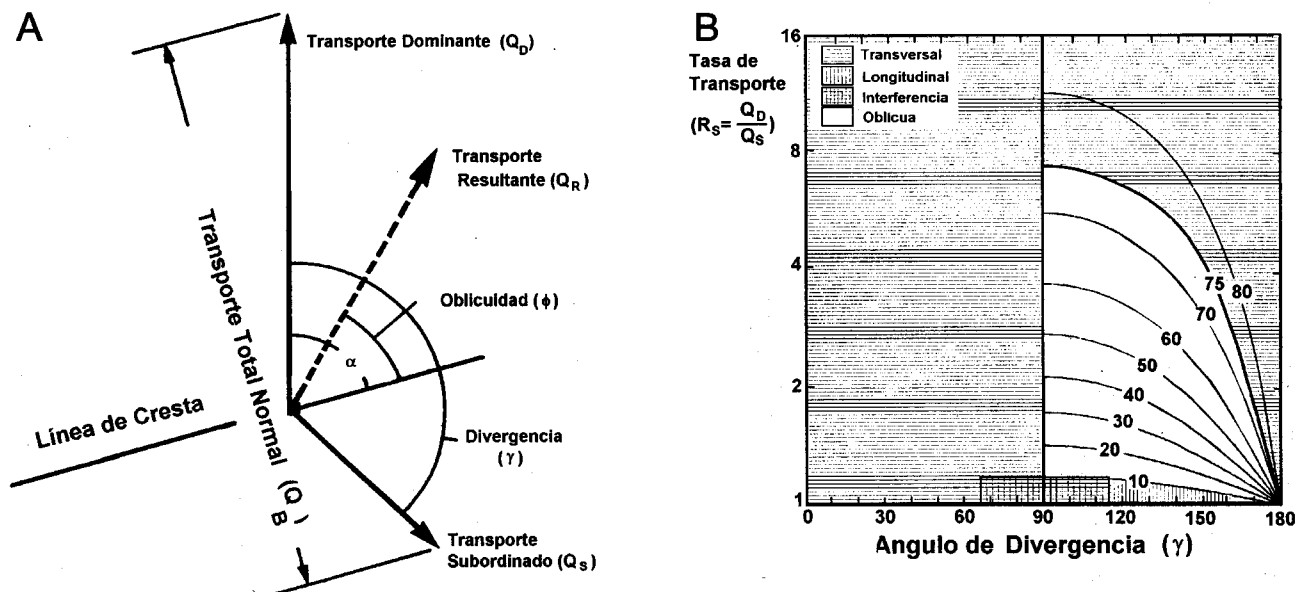


Figura 12. Relación entre la orientación de la línea de cresta de una forma de fondo y las direcciones del transporte de sedimento (ver ec. (4)). a) diagrama mostrando las diferentes direcciones de los transportes en un flujo oscilatorio (p.e., mareas), b) gráfico de la oblicuidad j (líneas curvas) en función del ángulo de divergencia y la tasa de transporte. La coexistencia de formas transversales y longitudinales crea dunas de interferencia (modificado de Rubin, 1987).

Figure 12. Relationship between bedform crestlines and the sediment transport directions (see eq. (4)). a) diagram indicating the various transport directions in an oscillatory flow (i.e., tides), b) graph of the obliquity j (curved lines) as a function of the divergency angle and the transport ratio. The coexistence of transverse and longitudinal forms develop interference dunes (after Rubin, 1987).

en la forma a desarrollar y pone un límite a su tamaño. En estos sitios solo se describen ondulitas y megaóndulas.

En cambio, en ambientes submareales o fluviales profundos la influencia de la profundidad tiende a desaparecer (Fig. 12). Allí ocurren todas las formas posibles desde ondulitas hasta ondas de arena de gran tamaño. En la correlación cualitativa de Perillo (1994), entre los diferentes grupos de formas y ambientes (Fig. 13), también se consideró el hecho de que muchas formas varían en función de la disposición de su cresta y la superposición de formas menores.

Históricamente las formas de fondo transversales se han dividido en los tres tipos clásicos: ondulitas, megaóndulas y ondas de arena en función de sus alturas y separaciones. Quizás la principal discusión al respecto surge del hecho que sólo algunos autores (p.e., Middleton y Southard, 1984; Allen, 1968; 1984) proponen solo dos divisiones: “pequeñas” y “grandes óndulas”. El argumento para esta división simple se basa en que las megaóndulas y ondas de arena poseen orígenes dinámicos comunes e independientes del tamaño del sedimento y la profundidad como podría ocurrir con las

ondulitas. Sin embargo, todos concuerdan en límites de H y L similares a los indicados, por ejemplo, por Perillo y Ludwick (1984a; Tabla 1).

Uno de los problemas, quizás el más simple de todos los que involucran estas formas, es la denominación de las mismas. Tanto las ondulitas como las megaóndulas tienen un criterio aproximadamente morfológico, pero el caso de las ondas de arena muestra una mezcla de morfología y de la naturaleza del material que la constituye. Como se vio anteriormente, existen formas en todo relacionadas con las ondas de arena pero que el principal sedimento es grava, por lo que se debió utilizar el término “ondas de grava” para describirlas (Fig. 6).

La diferenciación entre las diferentes formas antes mencionadas no es casual ni arbitraria, pero sí dependiente del sitio donde se hacen las determinaciones. Existen diferentes estudios que demuestran la existencia de separaciones en diversos ambientes entre las formas correspondientes a un grupo u otro. La figura 14 es un ejemplo basado en la correlación entre H y L para el caso de formas de fondo intermareales en deltas de marea en la boca del estuario del río Parker, EE.UU. (Boothroyd, 1985). En ella se evidencia que la diferenciación

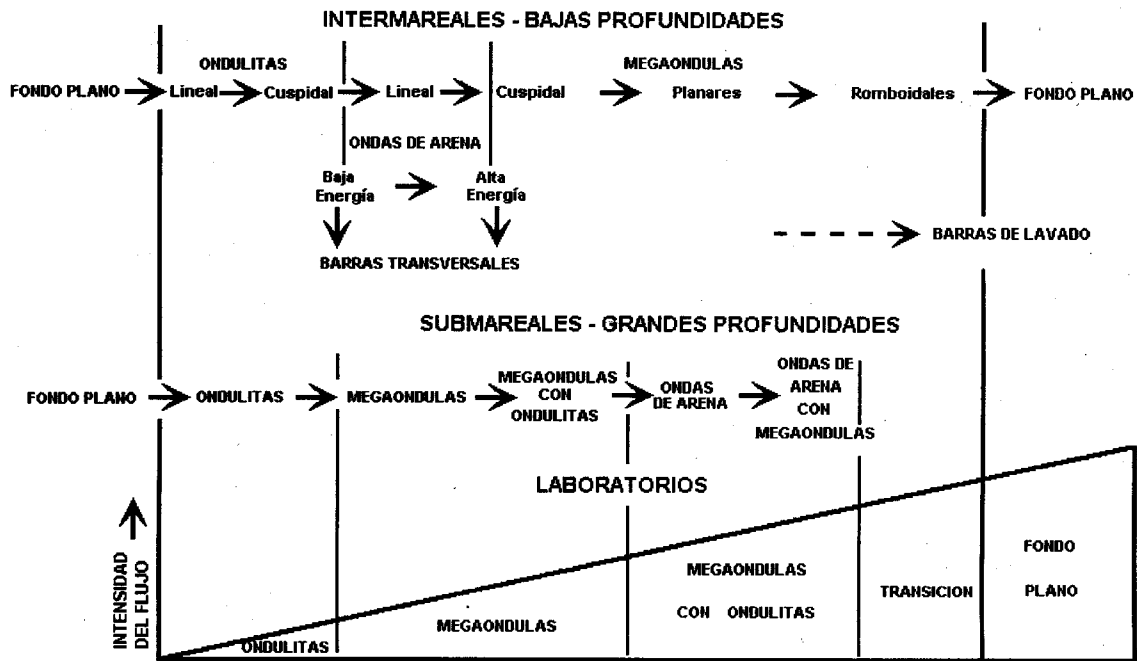


Figura 13. Esquema de nomenclatura evolutiva de formas de fondo en función del tipo de ambientes para las diversas condiciones de un régimen subcrítico (modificado de Perillo, 1991).

Figure 13. Evolutive nomenclature scheme of bedforms as a function of the environment for the various conditions of subcritical flow (after Perillo, 1991).

entre ondas de arena (megaóndulas en este caso) y ondulitas está realmente definido por la separación y no por la altura.

Ante el evidente desacuerdo existente de terminologías y clasificaciones, Bridge (1987) propuso una serie de consideraciones a tomar en cuenta cuando se intenta llegar a una clasificación unificada, estas son:

1.- los parámetros descriptivos deben ser definidos con objetividad, fácilmente mensurables y deben llevar una implicancia genética muy bien especificada.

2.- las clases de formas de fondo deben basarse en estos descriptores, los que deben ser además mutuamente exclusivos. Los límites deben ser definidos en forma cuantitativa a partir de agrupamientos naturales determinados estadísticamente de una muestra grande de la población de formas de fondo existente.

3.- los nombres de cada clase deben sugerir sin ambigüedades la naturaleza de la forma de fondo, aunque términos bien definidos ya establecidos dentro de la comunidad deberían tener precedencia, y evitar la introducción de nuevos términos.

Siguiendo estos criterios, Ashley (1990) propuso normalizar la nomenclatura de las formas de fondo estuariales empleando el término "duna" como único elemento indicativo y con factores modificadores que plantean diferentes etapas dentro de un continuo. La Tabla 2 pretende ser un sistema que permita integrar sobre la base de una serie de descriptores las características de las formas de fondo, principalmente transversales.

Se podría considerar como clasificación en forma estricta solamente la primera parte de la Tabla 2 donde se indican los valores para asignarle un tamaño. Además del calificador (pequeña hasta muy grande) de tamaño, en la clasificación se le asigna

Forma	H (m)	L (m)
Ondulitas	< 0,06	< 0,6
Megaóndulas	0,06 - 0.60	0,6 - 12,0
Ondas de arena	> 0,60	> 12,0

Tabla 1. Clasificación de formas de fondo transversales según Perillo y Ludwick, 1984a)

Table 1. Transversal bedforms classification according to Perillo and Ludwick, 1984a).

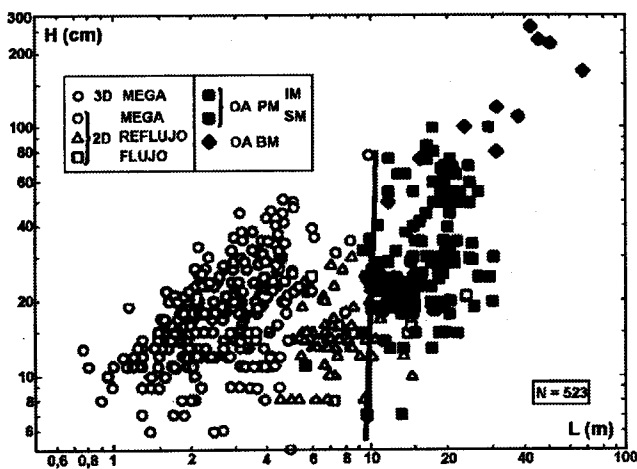


Figura 14. Distribución de las formas de fondo en la boca del estuario del río Parker (EEUU). Se evidencia la separación entre megaóndulas (MEGA) y ondas de arena (OA) basado en L. En este caso se consideraron formas intermareales (IM) y submareales (SM) medidas tanto en pleamar (PM) como en bajamar (BM) (modificado de Boothroyd, 1985).

Figure 14. Distribution of bedforms at the mouth of the Parker River Estuary (USA). The separation between megaripples (MEGA) and sand waves (OA) is based on L. Bedforms considered include those intertidal (IM) and subtidal (SM) as well as those observed at high (PM) and low (BM) tide (after Boothroyd, 1985).

si corresponde a una condición 2D o 3D. Por ejemplo, una forma transversal cuya altura es de 15 cm, con una separación de 1 m y con cresta sinuosa será, entonces, una duna pequeña 3D. Cuando se describe a esta forma luego se debe incluir información acerca de si tiene o no otras formas superpuestas y la relación de orientaciones y tamaños, el tipo de sedimento que la compone para concluir con las características de sus flancos, configuración del fondo, estructura del flujo y, de ser posible indicación de su nivel de migración.

Allen (1968) presentó una clasificación general que incluye toda una jerarquía de formas de fondo, pero donde se mezclan las transversales y longitudinales. Perillo (1991) modificó esa jerarquía diferenciando entre aquellas formas producidas bajo regímenes de flujos unidireccionales de las desarrolladas en flujos oscilatorios e incluyendo nuevos elementos no considerados oportunamente por Allen (1968). Las figuras 15 y 16 representan esas clasificaciones adaptadas al nuevo criterio de tamaños y nombres para las formas transversales planteadas por Ashley (1990). Adelantado a los criterios de Bridge (1997) y Ashley (1990), en su esquema original Allen (1968) incluyó los aspectos con-

cernientes a la relación entre la forma y el flujo. Hecho que se preserva en la clasificación propuesta aquí.

En ambas figuras se presentan las denominaciones, la configuración areal del fondo, las dimensiones limitantes, la relación con el flujo (longitudinal o transversal) y la configuración del flujo con cada una de ellas. En el caso de las formas unidireccionales se ha agregado la forma que poseía el fondo que produjo la inestabilidad inicial que finalmente originó la forma. En la ampliación y desdoblamiento de la clasificación inicial de Allen (1968) se pensó justamente en incluir formas no consideradas originalmente, pero que han demostrado una notable importancia especialmente en ambientes estuariales y de plataforma interior.

Ambas clasificaciones muestran un paulatino incremento en los tamaños desde las formas más pequeñas hasta las mayores posibles dentro del tipo de flujo. Ello no implica que existe un criterio evolutivo en este esquema. Para el desarrollo de una forma mayor: no es imprescindible que ocurran formas menores previamente. Sin embargo, es común que haya una jerarquía de formas donde se observen varios elementos presentes simultáneamente.

Un ejemplo de ello se observa en los bancos alineados que se desarrollan a lo largo de la costa de la provincia de Buenos Aires (Parker *et al.*, 1977; Gómez y Perillo, 1995) y en las costas de Estados Unidos y del Mar del Norte (Swift *et al.*, 1977). En

DESCRIPTOR DE PRIMER ORDEN				
Tamaño (m)	pequeña	mediana	grande	muy grande
Espaciamiento	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100
Altura	0,05 - 0,25	0,25 - 0,50	0,50 - 3	> 3
Forma	2 dimensiones (2D)		3 dimensiones (3D)	
DESCRIPTOR DE SEGUNDO ORDEN				
Superposición: simple o compuesta (tamaños y orientación relativa).				
Características del sedimento (tamaño, selección).				
DESCRIPTOR DE TERCER ORDEN				
Perfil de la forma (longitud y ángulos del talud y rampa).				
Cobertura (fracción del lecho cubierto por formas de fondo).				
Estructura del flujo (correlación velocidad-tiempo).				
Fuerza relativa en flujos opuestos.				
Comportamiento e historia de migración de la duna (acreción vertical y horizontal).				

Tabla 2. Clasificación de dunas subacuáticas (según Ashley, 1990, modificada por Dalrymple y Rhodes, 1995). Las alturas limitantes fueron calculadas de acuerdo a la relación $H = 0,0677 L^{0,8098}$ estimada por Flemming (1988).

Table 2. Subaqueous dune classification (according to Ashley, 1990, modified by Dalrymple y Rhodes, 1995). The limiting heights were calculated according to the equation $H = 0,0677 L^{0,8098}$ from Flemming (1988).

FORMA DE FONDO	CONFIGURACION	ESCALA	GEOMETRIA	RELACION CON EL FLUJO	CONFIGURACION DEL FLUJO	ESTABILIDAD
ALINEACIONES		H: 2 - 10 mm E: 0.5 - 5 cm L: 10 - 30 cm	2D	Lo		Tr
DUNAS PEQUEÑAS A MEDIANAS		H: ≤ 0.50 m L: ≤ 10 m	2D	Tr		Lo
			3D			
DUNAS GRANDES A MUY GRANDES		0.50 m ≤ H 10 m ≤ L	2D	Tr		Lo
			3D			
ONDAS ESTACIONARIAS Y ANTIDUNAS		H: ≤ 2 m L: ≤ 15 m	2D 6 3D	Tr		Lo
BARRAS ANASTOMOSADAS		H ≈ 1 m E: 20 - 200 m L: 10 - 1000 m	3D	Lo		Tr
BARRAS TRANSVERSALES		H ≈ 1 m	3D	Lo con elementos Tr		Tr
BARRAS LINGUOIDALES		H ≈ 1 m L ≈ 100 m A ≈ 60 m	3D	Tr con elementos Lo		Lo
BARRAS DE PUNTA		H ≈ 1 m	3D	Lo		Tr

Figura 15. Clasificación de formas de fondo desarrolladas en flujos unidireccionales, H = altura, E = espaciamiento transversal, L = separación longitudinal, A = ancho, Tr = transversal, Lo = longitudinal (modificado de Perillo, 1991).

Figura 15. Unidirectional bedform classification, H = height, E = transversal spacing, L = longitudinal separation, A = width, Tr = transversal, Lo = longitudinal (after Perillo, 1991).

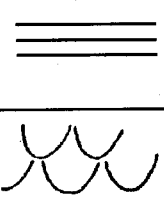

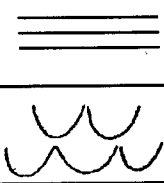

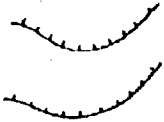




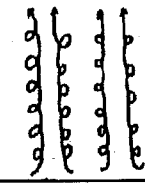
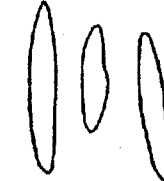
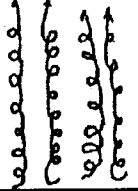
FORMA DE FONDO	CONFIGURACION	ESCALA	RELACION CON EL FLUJO	CONFIGURACION DEL FLUJO
DUNAS PEQUEÑAS		H < 5 cm L < 0.25 m	Tr	
DUNAS MEDIANAS		5 cm < H < 10 cm 0.25 m < L < 0.50 m	Tr	
DUNAS GRANDES A MUY GRANDES		H > 10 cm L > 0.50 m	Tr	
DELTAS DE MAREA		H: 3 - 8 m A: 200 - 800 m	Tr	
ALINEACIONES DE CORRIENTES		H: 0.5 - 2 m E: 10 - 500 m A: 10 - 500 m L: 0.1 - 5 km	Lo	
BANCOS ALINEADOS		H: 30 m E: 0.5 - 10 km A: 0.1 - 1 km L: 0.5 - 100 km	Lo	

Figura 16. Clasificación de formas de fondo desarrolladas en flujos oscilatorios, H = altura, E = espaciamiento transversal, L = separación longitudinal, A = ancho, Tr = transversal, Lo = longitudinal (modificado de Perillo, 1991).

Figura 16. Oscillatory bedform classification, H = height, E = transversal spacing, L = longitudinal separation, A = width, Tr = transversal, Lo = longitudinal (after Perillo, 1991).

ellos se puede observar claramente que superpuestos sobre los bancos se desarrollan dunas desde pequeñas hasta muy grandes. Algo similar se puede determinar en barras de punta de ríos y canales de marea.

A pesar de no ser el objetivo primordial de este artículo, se han agregado a la clasificación una serie de formas longitudinales con la idea de dar un panorama general de las principales formas que

pueden generarse en cada tipo de flujo. Algunas de ellas como los bancos alineados presentan evoluciones complejas y prolongadas que hacen que parte de ese tiempo se comporten como formas transversales y en otros momentos como longitudinales. Numerosos bancos del Mar del Norte (Caston, 1972) muestran esas configuraciones que además fueron observadas en diversos bancos de la zona exterior del estuario de Bahía Blanca (Gómez y Perillo, 1992;

Cuadrado y Perillo, 1997).

Dentro de las formas no descritas a lo largo del artículo se incluyen en la clasificación de formas en flujos unidireccionales a las barras anastomosadas, transversales, linguoidales y de punta que se desarrollan principalmente en ríos. Las barras anastomosadas o sigmoidales (Perillo *et al.*, 1989) se generan cuando un río es dividido en dos canales por la acumulación de sedimentos gruesos y crecen rápidamente por la adición de otras partículas. Es común que el mantenimiento de todas estas barras se deba al desarrollo de acorazamientos de la capa superficial y su evolución solo depende entonces de importantes descargas del río.

Las barras transversales normalmente se encuentran en canales relativamente rectos y sus formas en planta van de triangulares a lobuladas. Normalmente muestran una separación regular y con una cresta diagonal al canal con un lado conectado al borde. En perfil muestran su talud hacia las nacientes lo que las asemeja a antidunas. Esto se debe a que aparecen en ambientes de flujos supercríticos donde el río tiene fuerte pendiente pero su migración es en el sentido de la corriente.

En cuanto a las barras de punta que se presentan en la curva interior de meandros son formas normalmente conectadas a la costa cuyo desarrollo es aproximadamente paralelo al borde del canal. El grado de asimetría depende del flujo. Si bien son más conocidas las que aparecen en ambientes fluviales, los meandros en canales de marea suelen presentar barras de punta que suelen ser más simétricas que las de ríos.

Aunque no se puede establecer un proceso evolutivo, sí resulta notable la tendencia a que las formas de menor tamaño tienden a ser transversales al flujo, mientras que las mayores tienden a ser longitudinales. Ello tiene que ver con la escala del flujo y la profundidad del ambiente. Normalmente, las formas mayores se asocian con corrientes de gran magnitud o en sitios de mayor profundidad. La tendencia en estos casos es que las corrientes corten las crestas de las formas transversales, desarrollando flujos helicoidales que terminan por definir formas alargadas paralelas al flujo dominante.

CONCLUSIONES

El objetivo del presente trabajo fue plantear una serie de opciones de clasificación y nomenclatura de formas de fondo desarrolladas por flujos de agua tanto en condiciones unidireccionales como

oscilatorias. Las formas de fondo son el resultado inmediato del transporte de sedimento como carga de fondo y, en muchos casos, son la verdadera representación de este tipo de transporte. Por lo tanto, desarrollar una clasificación sin plantear la relación directa que las formas poseen con dicho transporte y las características del flujo sería una aproximación muy simplificada a un problema complejo. De allí surge que las clasificaciones propuestas aquí no sólo incluyen los aspectos morfológicos sino la relación de la forma con el flujo.

No obstante estos aspectos, creo que dos elementos iniciales surgen de este análisis y se refieren al como denominar genéricamente a las formas y la diferenciación que podemos hacer en Castella no entre las formas producidas por flujos de agua y viento en dunas y médanos, respectivamente.

La idea del trabajo surgió a raíz de la falta de una adecuada terminología de uso común y unificado en nuestra lengua. Con el presente análisis no se pretende más que dar el paso inicial para alcanzar finalmente ese objetivo mayor. Alcanzarlo solo será posible luego de un profundo y abierto intercambio de opiniones entre los especialistas en el tema. Consecuentemente, invito a quienes puedan contribuir a alcanzar este objetivo, que solo puede beneficiarnos a todos, a aportar comentarios y discusiones sobre el presente trabajo.

Agradecimientos. El presente trabajo se realizó con aportes parciales de subsidios del CONICET y la Universidad Nacional del Sur. Deseo expresar mi especial agradecimiento al Dr Luis Spalletti por su continuo apoyo y los comentarios críticos sobre la versión inicial de este artículo. Este agradecimiento lo hago extensivo al Dr Roberto Scasso y a un revisor anónimo que con sus opiniones, sugerencias y especialmente desacuerdos con mis ideas, permitieron mejorar significativamente el producto final.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aliotta, S., 1987. *Estudio de la geomorfología y de la dinámica sedimentaria del estuario de Bahía Blanca entre Puerto Rosales y el Fondadero*. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional del Sur, 180 pp..
- Aliotta, S. y G. M. E. Perillo, 1987. A sand wave field in the entrance to Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Marine Geology* 76:1-14.
- Allen, J. R. L., 1968. *Current ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion*. Elsevier, Amsterdam, 433 pp.
- Allen, J. R. L., 1984. *Sedimentary structures: their characteristics and physical basis*. Elsevier, Amsterdam,

- 1253 pp.
- Allen, J. R. L y J. Collinson, 1974. The superposition and classification of dunes formed by unidirectional flow. *Sedimentary Geology* 12:169-178.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology* 60:160-172.
- Bohacs, K. M., 1981. *Flume studies of the kinematics and dynamics of large-scale bedforms*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 178 pp.
- Boothroyd, J.C., 1985. Tidal inlets and tidal deltas. En: R.A. Davis (Ed.), *Coastal sedimentary environments*. 445-532. Springer-Verlag, New York.
- Bridge, J. S., 1987. Descriptive classification of fluvial bedforms. Classification of Large-Scale Flow-Transverse Bedforms Symposium (resumen).
- Caston, V.N.D., 1972. Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology* 18:63-78.
- Codignotto, J. O., 1987. *Glosario geomorfológico marino*. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 17, 70 pp.
- Cuadrado, D.G. y G.M.E. Perillo, 1997. Migration of intertidal sand banks at the entrance of the Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Journal of Coastal Research* 13:139-147.
- Cornish, V., 1901. On sand waves in tidal currents. *Geographical Journal* 18:170-202.
- Dalrymple, R. W. y R. N. Rhodes, 1995. Estuarine dunes and bars. En: G. M. E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and sedimentology of estuaries*. Developments in Sedimentology 53:359-422. Elsevier, Amsterdam.
- Darwin, G.H., 1884. On the formation of ripple-marks. *Proceedings Royal Society Londres*, 36:18-43.
- Dyer, K.R., 1971. The distribution and movement of sediment in the Solent, southern England. *Marine Geology* 11:175-187.
- Flemming, B. W., 1988. Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. Bochum Geol. U. Geotechn. 29:44-47.
- Gilbert, G. K., 1914. *The transportation of debris by running water*. U.S. Geological Survey Prof. Paper 86, 263 pp.
- Ginsberg, S.S., W.D. Melo y G.M.E. Perillo, 1999. Morphological features in the macrotidal estuary of Río Gallegos, Argentina. 4th LOICZ Open Science Meeting, Bahía Blanca (resumen).
- Gómez, E.A. y G.M.E. Perillo, 1992. Largo Bank: a shoreface-connected linear shoal at the Bahía Blanca Estuary entrance, Argentina. *Marine Geology* 104:193-204.
- Gómez, E.A. y G.M.E. Perillo, 1995. Sediment outcrops underneath shoreface-connected sand ridges, outer Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctica Peninsula* 9:27-42.
- Gonzalez Bonorino, F. y M. E. Teruggi, 1952. *Léxico sedimentológico*. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Publicaciones de Extensión Cultural y Didáctica 6, 164 pp.
- Kostaschuck, R. A., M. A. Church y J. L. Lutenauer, 1989. Bedforms, bed material, and bedload transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26:1440-1452.
- López, F., Y. Niño y M. García, 1996. Estructuras coherentes turbulentas en canales abiertos con fondo liso. *Ingeniería Hidráulica en México* 11:5-13.
- Mailhe, A. R., 1972. *Terminología relacionada con la geomorfología litoral y submarina*. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Publicaciones de Extensión Cultural y Didáctica 19, 114 pp.
- Middleton, G. V. y J. R. Southard, 1984. *Mechanics of sediment movement*. Society Economic Paleontologists Mineralogists Short Course 3, Tulsa, 401 pp.
- Parker, G., G.M.E. Perillo y R.A. Violante, 1978. Características geológicas de los bancos alineados (linear shoals) frente a Punta Médanos, Provincia de Buenos Aires. *Acta Oceanographica Argentina* 2:11-50.
- Pérez, D. E. y G.M.E. Perillo, 1998. Acorazamiento de lechos de arena de granulometría no uniforme. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Salta (resumen).
- Perillo, G. M. E., 1981. *Geomorphology and dynamics of a sand wave in lower Chesapeake Bay, Virginia*. Tesis de Doctorado, Old Dominion University, 206 pp.
- Perillo, G. M. E., 1991. *Dinámica del transporte de sedimentos: una introducción*. Asociación Geológica Argentina, Curso de Actualización, Monografía, Buenos Aires, 143 pp.
- Perillo, G. M. E., 1994 Formas de fondo actuales en estuarios. Taller de Trabajo sobre Formas de Lecho: Procesos Dinámicos y Estructuras Primarias, Bahía Blanca (resumen).
- Perillo, G. M. E. y J. O. Codignotto, 1989. Ambientes costeros. En: G. E. Bossi (Ed.): *I Simposio de Ambientes y Modelos Sedimentarios*, Boletín Sedimentológico 4:137-159.
- Perillo, G. M. E. y J. C. Ludwick, 1984a. Geomorphology of a sand wave in lower Chesapeake Bay, Virginia, USA. *Geomarine Letters* 4:110-114.
- Perillo, G. M. E. y J. C. Ludwick, 1984b. Turbulence measurements over a sand wave in lower Chesapeake Bay, Virginia, USA. *Marine Geology* 59:283-304.
- Perillo, G.M.E., M.C. Piccolo, M.C. Scapini y J. Orfila, 1989. Hydrography and circulation of the Chubut River Estuary (Argentina). *Estuaries* 12:184-196.
- Raudkivi, A.J., 1990. *Loose-boundary hydraulics*. Pergamon Press, 3 Edición 538 pp.
- Riggs, J. C., 1964. Traducción de términos al Castellano de F. J. Pettijohn y P. E. Potter, *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, Berlín, 370 pp.
- Rubin, D. M., 1987. *Cross-bedding, bedforms and paleocurrents*. Concepts in Sedimentology and Paleontology 1, 187 pp.
- Rubin, D. M. y R. E. Hunter, 1987. Bedform alignment in directionally varying flows. *Science* 237:276-278.
- Rubin, D.M. y D.S. McCulloch, 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology* 26:207-231.
- Rubin, D. M. y H. Ikeda, 1990. Flume experiments on the alignment of transverse, oblique, and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology* 37:673-684.
- Simons, D.B., E.V. Richardson y M.L. Albertson, 1961. *Flume studies using medium sand (0,45 mm)*. US Geological Survey Water Supply Paper 1498-4.
- Southard, J.B., 1971. Representation of bed configurations

- in depth-velocity-size diagrams. *Journal of Sedimentary Petrology* 41:903-915.
- Spalletti, L.A., 1986. *Nociones sobre transporte y deposición de sedimentos clásticos*. Univ. de La Plata, Ser. Técnica y Didáctica 18, 101pp.
- Swift, D. J. P. y J. C. Ludwick, 1976. Substrate response to hydraulic process: grain-size frequency distributions and bed forms. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.), *Marine sediment transport and environmental management*. 159-196, J. Wiley y Sons, Nueva York.
- Swift, D. J. P., G. Parker, N.W. Lanfredi, G.M.E. Perillo y K. Figge, 1978. Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves: a comparison. *Estuarine and Coastal Marine Science* 7:257-273.
- Taylor, P.A. y Dyer, K.R., 1977. Theoretical models of flow near the bed and their implications for sediment transport. En: E.D. Golberg, I.N. Mc Cave, J.J. O'Brien y J.H. Steele (Eds.) *The Sea* Vol. 6, 579-601, Wiley-Interscience, Nueva York.
- Turcotte, D.J., 1992. *Fractal and chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge Univ. Press, 221 pp.
- Turner, J. C. M., 1972. *Diccionario geológico Inglés-Español/ Español-Inglés*. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 1, 288 pp.
- Yalin, M. S., 1964. Geometrical properties of sand waves. *ASCE Journal Hydraulic Division* 90:105-109.
- Yalin, M. S., 1977. *Mechanics of sediment transport*. Pergamon Press, Oxford, 298 pp.

Gerardo M. E. PERILLO

Instituto Argentino de Oceanografía

CC 804, 8000 Bahía Blanca, Argentina

Depto. de Geología, Univ. Nacional del Sur

San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

E-mail: perillo@criba.edu.ar

Recibido: 20 de octubre de 2000.

Aceptado: 2 de octubre de 2001.