

El papel de los flujos de turbidez en la morfología y formación de las ondulaciones del fondo del mar en los prodeltas del Mediterráneo occidental: comparación entre las simulaciones numéricas y los datos reales

The role of the turbidity flow in the morphology and development of sea floor undulations on the western Mediterranean prodeltas: comparison between the numerical simulations and real data

**Fernández-Salas, L.M.¹, P. Bárcenas², J. Macías², Vázquez, J.T.³
y López-González, N.³**

¹ Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Cádiz, Muelle Pesquero S/N, 11006, Cádiz (España)
luismi.fernandez@cd.ieo.es

² Departamento de Análisis Matemático, Facultad de Ciencias, 29080 Málaga, (España)

³ Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero S/N, 29640, Fuengirola (España)

Resumen: Las simulaciones numéricas de las corrientes de turbidez en zonas deltaicas se han usado para estudiar la morfología y la formación de las ondulaciones de los sistemas prodeltaicos del Mediterráneo occidental. Una serie de ondulaciones del fondo del mar elongadas y subparalelas a las líneas batimétricas se sitúan sobre los dominios medio y distal de las cuñas prodeltaicas asociadas a los ríos que desembocan en el margen norte del Mar de Alborán. En este estudio se han usado datos reales de ecosonda multihaz y muestras de sedimentos superficiales para su comparación con simulaciones numéricas, con el objetivo de proponer un modelo evolutivo de estas ondulaciones del fondo del mar. La morfología de las ondas está relacionada con variables del caudal de los sistemas fluviales y de la pendiente del fondo marino, y se comprueba tanto en datos de campo como en simulaciones matemáticas que para caudales altos y pendientes moderadas o bajas, las ondulaciones son anchas, largas, altas y puntiagudas. En cuanto al modelo evolutivo, se observa tanto en las simulaciones numéricas como en el registro sedimentario que las ondulaciones migran pendiente arriba durante su evolución, lo que nos lleva a pensar que estas formas son similares a antidunas asociadas con corrientes de turbidez descritas por otros autores. Por tanto, estas ondulaciones se pueden caracterizar como formas de fondo rítmicas que: a) están asociadas a un flujo supercrítico (número de Froude >1); y b) tienen una migración pendiente arriba. Esto es debido al salto hidráulico que se produce en el límite proximal y distal de las ondulaciones, de forma que en la parte proximal el flujo es subcrítico, produciéndose sedimentación neta, y en el límite distal el flujo es supercrítico, y por lo tanto, domina la erosión, por lo que el campo de ondulaciones migra pendiente arriba. Este modelo propuesto se observa tanto en las simulaciones numéricas como en los datos de campo.

Palabras clave: ondulaciones, prodelta, Río Adra, simulaciones numéricas.

Abstract: Numerical simulations of turbidity currents in deltaic areas have been used to study the morphology and the formation of the undulations of the western Mediterranean prodeltaic systems. A series of elongated and subparallel sea floor undulations are located on the middle and distal domains of the prodeltaic wedges. Those are associated with river mouths flowing into the northern margin of the Alboran Sea. For this study, we have used real multibeam echosounder data and surface sediment samples to be compared with numerical simulations. The main aim is to propose an evolutionary model of these seabed undulations. The morphology of the undulations is related to the river flow and seafloor slope. Both field data and mathematical simulations confirm that the undulations are wide, long, high and sharp for moderate and low slopes or high flow rates. Regarding the evolutionary model, it is observed in both the numerical simulations and the sedimentary record as the undulations migrate upslope during its evolution, which leads us to believe that these morphologies are similar to antidunes associated with turbidity currents described by other authors. Therefore, these undulations may be characterized as rhythmic bedforms that: a) are associated with a supercritical flow (Froude number > 1); and b) display an upslope migration. This is due to hydraulic jump that occurs in the proximal and distal limit of the undulations, so the flow is subcritical producing net sedimentation in the proximal part of the undulation and the flow is supercritical in the distal part of the undulations dominated by erosion, so the undulations field migrates upslope. This proposed model is observed in numerical simulations and field data.

Key words: Adra River, numerical simulations, prodelta, undulations.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos deltaicos submarinos desarrollados en la plataforma continental del sureste de la Península Ibérica están influenciados por las características de los ríos que en ella desembocan: pequeñas y abruptas cuencas de drenaje y flujos estacionales de carácter torrencial con una alta capacidad erosiva (Liquete *et al.*, 2005; Bárcenas *et al.*, 2013).

Estas características condicionan la existencia de ondulaciones en la superficie del fondo marino de los prodeltas del Mar de Alborán según Bárcenas (2013). Aunque otros autores (Trincardi y Normark, 1988; Cataneo *et al.*, 2004; Urgeles *et al.*, 2007) también las han descrito en relación con depósitos prodeltaicos

caracterizados por una alta tasa de sedimentación. Los mecanismos más probables propuestos para la génesis de estas ondulaciones son: a) la resuspensión de sedimentos por ondas internas; y b) la acción de flujos hiperpícnos.

El objetivo de este trabajo es proponer un modelo evolutivo simple de las ondulaciones existentes en los prodeltas del margen norte del Mar de Alborán (Figura 1) comparando los datos obtenidos mediante metodologías acústicas y los derivados de simulaciones numéricas de modelos matemáticos de flujos turbidíticos. Igualmente, se pretenden cuantificar el papel de la pendiente y del caudal de los flujos fluviales en la formación de estos tipos morfológicos submarinos.

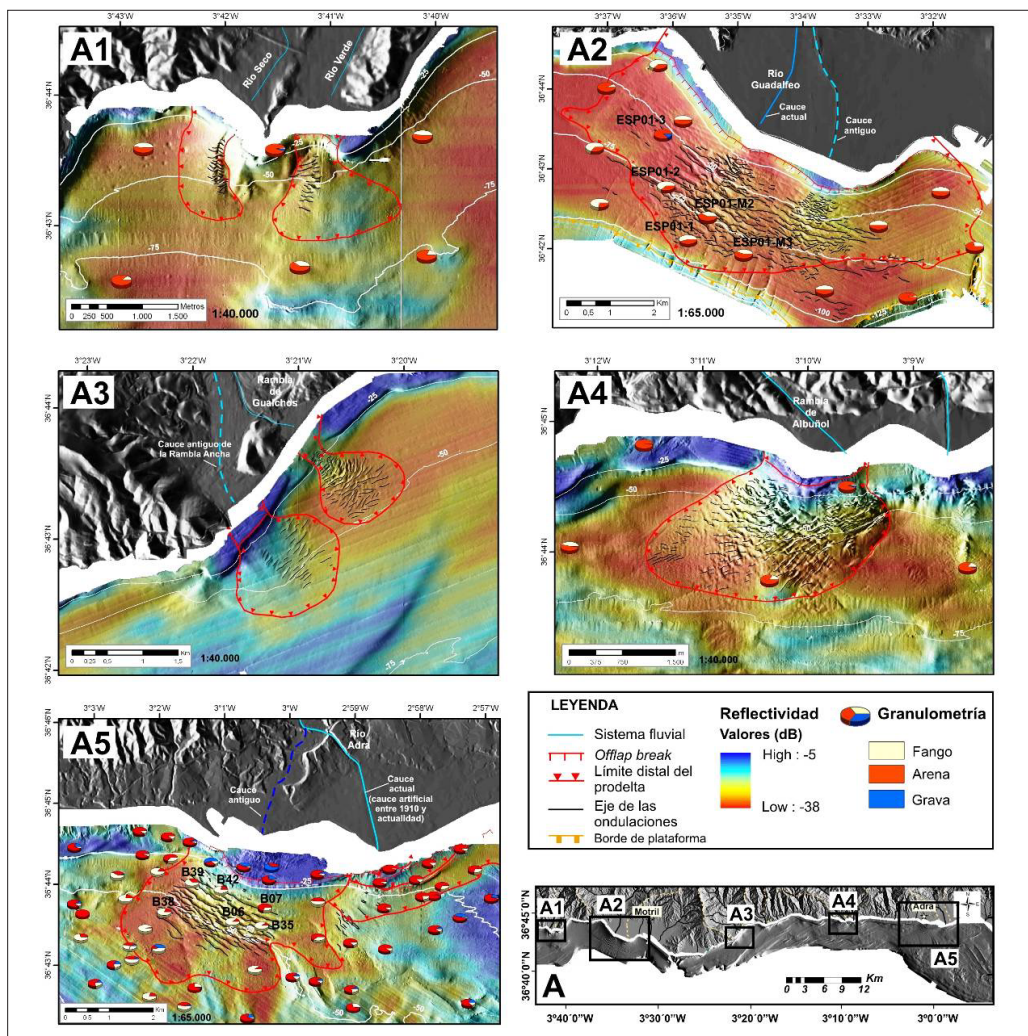


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio. A) Mapa de localización de los campos de ondulaciones. A1-A5) Caracterización morfosedimentaria de cada uno de los campos de ondulaciones. Se muestra el cauce al que se asocia cada campo, la reflectividad, la distribución granulométrica y diferentes rasgos morfológicos

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y OCEANOGRÁFICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra situada en la plataforma continental entre la localidad granadina de Almuñecar y la almeriense de Adra (Figura 1). Esta zona marina se halla

ubicada en el margen norte del Mar de Alborán, en el sector más occidental del Cinturón Orogénico Alpino-Mediterráneo. La cuenca de Alborán se encuentra en una situación transarco originada por procesos extensionales en el interior del Dominio de Alborán según éste migraba hacia el oeste, generando las cordilleras Béticas y del Rif. Esto condiciona que la

fisiografía de la zona sea abrupta, con llanuras deltaicas formadas fundamentalmente por gravas gruesas y arenas, y en menor medida por limos.

La climatología de la zona de estudio está influenciada por una marcada variabilidad estacional con periodos torrenciales en los meses de otoño y/o invierno. La descarga fluvial es muy irregular a escala inter- e intranual, con caudales medios entre 0,2 y 1 m³/s, con máximos mensuales de alrededor de los 60 m³/s para el río Guadalfeo.

El patrón de vientos se caracteriza por una alternancia de vientos de levante, con velocidades medias de 50 km/h, y vientos de poniente, con velocidades de hasta 30 km/h. En concordancia, la dirección del oleaje muestra dos componentes principales (Figura 2): oleaje del OSO y oleaje del E, cada uno de ellos con una frecuencia de más del 30% anual. Las alturas de olas generalmente se encuentran por debajo de los 2 m, mientras que por encima de esta cifra solamente se presentan el 2% del total.

En el Mar de Alborán, las masas de agua atlántica y mediterránea, se estructuran en un sistema dinámico de dos capas: a) el Agua Mediterránea Intermedia (MIW) fluye hacia el oeste circulando su rama principal por la base del talud continental suribérico, aproximadamente entre 200 y 600 m de profundidad. Por otro lado, el Agua Mediterránea Profunda (MDW) se ramifica al entrar en la Cuenca de Alborán, si bien su rama principal forma una corriente que se adhiere al talud africano antes de elevarse hacia el Estrecho de Gibraltar. b) Por encima de la masa de agua mediterránea fluye hacia el Mar Mediterráneo la masa de Agua Atlántica Superficial (NASW y ASW) con espesores variables en función de la zona y con velocidades superiores a 1 m/s.

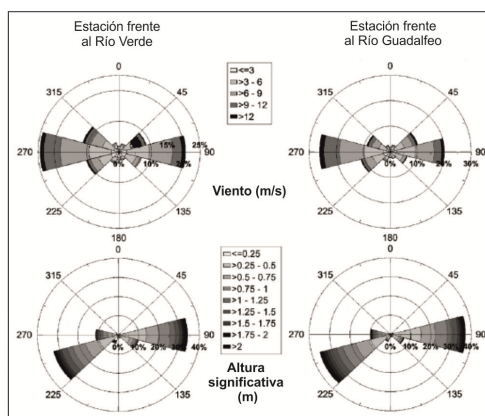


FIGURA 2. Régimen de viento y oleaje representativo de la zona de estudio

MATERIAL Y MÉTODOS

La batimetría y la reflectividad (Figura 1) utilizada en este estudio se adquirió en 2002 mediante una ecosonda multihaz EM3000D durante las campañas oceanográficas del proyecto científico “Estudio de la plataforma continental española” (ESPACE) ejecutado por el Instituto Español de Oceanografía y financiado por la Secretaría General de Pesca del Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino. Las muestras de sedimentos superficiales (Figura 1) se obtuvieron en este mismo proyecto usando una draga shipek y estos datos se usaron para la introducción en el modelo de los parámetros relacionados con la clasificación textural de los sedimentos. Los perfiles batimétricos reales fueron realizados a partir de datos de ecosonda multihaz entre 5 y 170 m de profundidad con una cobertura del 100%. Los datos brutos fueron procesados usando el software Neptune® con una resolución de 5x5 m.

Las simulaciones numéricas se han basado en un modelo promediado por capas. Este tipo de modelo se ha utilizado de forma tradicional para la simulación de corrientes hiperpicnales (Parker *et al.*, 1986; Kubo, 2004; Khan *et al.*, 2005; Morales *et al.*, 2009, entre otros).

El modelo utilizado, turbidity-HySEA, se ha desarrollado por el grupo EDANYA de la Universidad de Málaga. Su descripción detallada, parametrizaciones y configuración utilizada se especifican en Bárcenas (2013), mientras que las propiedades de este modelo junto a otros detalles técnicos sobre su resolución numérica pueden encontrarse en Morales *et al.* (2009). Las simulaciones se han llevado a cabo durante un periodo de tiempo de 8 días, combinando dos variables principales: el flujo o caudal fluvial (Q) y la pendiente de la cuenca receptora (P) sobre dos tipos de perfiles batimétricos: lineales con pendiente variable y sigmoidal. Por un lado, se han utilizado dos tipos de caudales principales: a) caudal constante en el tiempo de simulación (Qcte) con diferentes flujos utilizados, cuyos valores se encuentran entre 0,05 y 1 m³/s, y b) caudal variable en el tiempo de simulación (Qvble) con dos máximos y dos mínimos cada 24 horas (0,6 m³/s de diferencia de caudal entre ellos y un rango mínimo y máximo de 0,2- 0,8 m³/s).

Sobre las 72 simulaciones realizadas se han medido 6 parámetros morfológicos que definen las cuñas prodeltaicas: a) tiempo necesario para la formación del *topset* (TStime), b) pendiente de la cuña prodeltaica en desarrollo necesaria para la formación del *topset* (PTS), c) pendiente de la cuña prodeltaica en desarrollo necesaria para la formación del *topset* sin valores extremos (PTS-nex), d) distancia de la ruptura de pendiente u *offlap-break* a la línea de costa (OBdist), e) profundidad del límite distal (LDdepth), y f) distancia del límite distal a la línea de costa o longitud del prodelta (L). Asimismo, se han cuantificado los valores para el análisis de la influencia de P y Q sobre dichos parámetros.

RESULTADOS

Del análisis morfométrico de los campos de ondulaciones observados en los prodeltas,

se ha podido apreciar que habitualmente las ondulaciones se desarrollan en la parte cóncava de las cuñas sedimentarias. Los ejes de las ondulaciones son rectos y sinuosos y se disponen paralelos o subparalelos a las isobatas, distribuyéndose entre los 16 y 70 m de profundidad. Aunque en el Río Guadalfeo pueden llegar hasta el borde de la plataforma.

Las ondulaciones de mayor longitud lateral media (>200 m) y de mayor longitud de onda (entre 80 y 95 m) se observan en los prodeltas de los ríos más caudalosos (Guadalfeo y Adra). Los campos con valores de pendiente mayores se corresponden con los ríos Seco y Verde, y las ramblas de Gualchos y Albuñol. Las ondas de mayor altura media (0,70 y 0,85 m) se localizan en los ríos Guadalfeo y Seco. En cuanto al índice de simetría, éste es mayor de 1, lo que indica que principalmente son asimétricas. El índice de forma (L/H) se sitúa principalmente entre 50 y 400, alcanzándose los mayores valores en la rambla de Gualchos y del río Adra (>300).

Con carácter general, no se observa una tendencia clara de los parámetros morfométricos de las ondulaciones con respecto a la profundidad, a excepción de la pendiente y del índice de forma. La pendiente muestra una tendencia negativa, observándose las mayores pendientes en las zonas más someras. En cambio, el índice L/H muestra una leve tendencia positiva hacia zonas más profundas, por lo que las ondulaciones más achatadas se generan en zonas más profundas.

Los resultados obtenidos mediante las simulaciones numéricas (Figura 3) destacan que no se observa la formación de ondulaciones para caudales inferiores a 0,3 m³/s, independientemente del tipo de perfil y de la pendiente utilizada. El comportamiento de los parámetros morfométricos de las ondulaciones se sintetiza en la figura 4, y se puede resumir en que

la longitud de onda disminuye cuando aumenta la pendiente, manteniéndose prácticamente constante con el caudal. La distancia entre ondas disminuye ligeramente o se mantiene prácticamente constante al incrementarse el caudal.

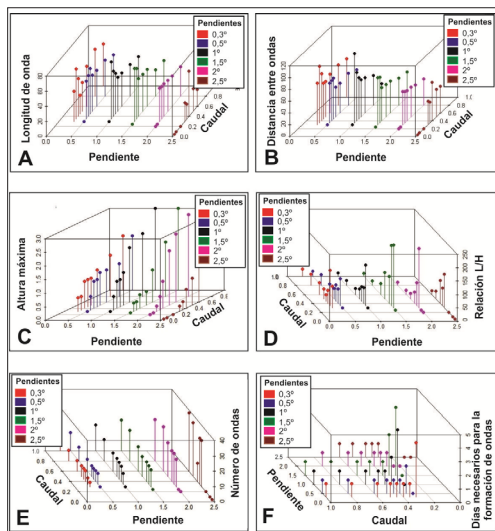


FIGURA 3. Diagramas tridimensionales de puntos que muestran la relación existente entre la pendiente y el caudal, con las variables morfométricas de las ondulaciones del fondo marino desarrolladas sobre las cuñas sedimentarias obtenidas en las simulaciones numéricas

La altura máxima de las ondas presenta una clara tendencia a aumentar su valor a medida que aumenta el caudal, siendo el incremento mayor para caudales altos. Se podría establecer que las condiciones óptimas para la formación de las ondulaciones con las mayores alturas máximas se producen cuando los valores de pendientes son medias y los caudales altos. Por otro lado, el índice L/H disminuye cuando el caudal aumenta y cuando la pendiente es baja. El número de ondas que se forman en las simulaciones numéricas es mayor al aumentar el caudal y la pendiente.

En los perfiles batimétricos sigmoidales, la pendiente obviamente es fija, por lo que cambiando los valores de caudal, la longitud de la

onda aumenta a medida que éste crece hasta un umbral donde cambia la tendencia. Las distancias entre ondas se mantienen prácticamente sin cambios con las variaciones de caudal. La altura máxima presenta una clara tendencia a aumentar linealmente con el caudal, mientras que el índice de forma muestra una tendencia contraria, disminuyendo exponencialmente con el caudal.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las simulaciones numéricas realizadas han permitido determinar que las ondulaciones necesitan de un umbral mínimo y máximo en los valores de caudal y pendiente y, a su vez, concuerdan con los valores recogidos en los datos de campo. Es decir, como comportamiento general, las simulaciones indican que para caudales altos y pendientes moderadas o bajas, las ondas son más anchas, largas, altas y puntiagudas. Atendiendo a los datos obtenidos sobre los prodeltas en los grandes ríos (Gudalfeo y Adra) las ondulaciones del fondo marino son más numerosas, de mayor tamaño, tanto en anchura como altura, y más puntiagudas, es decir, de L/H bajo. Para los ríos intermedios, como el Verde o el Seco, las ondulaciones muestran características intermedias, aunque más parecidas a las de los grandes ríos que a las de las ramblas.

De las simulaciones se deduce que la formación de las ondulaciones se favorece cuando el caudal se encuentra en un rango entre unos valores mínimos y máximos, independientemente de las características de la cuenca receptora. Ahora bien, si atendemos a la génesis de la formación de las ondulaciones, las simulaciones nos indican que estas formas comienzan a desarrollarse debido a cambios de pendiente del fondo marino. Se observa claramente, como las ondulaciones se forman primero en los perfiles con un diferencial de la pendiente más grande, es decir, en zonas donde se producen cambios de mayor a menor pendiente.

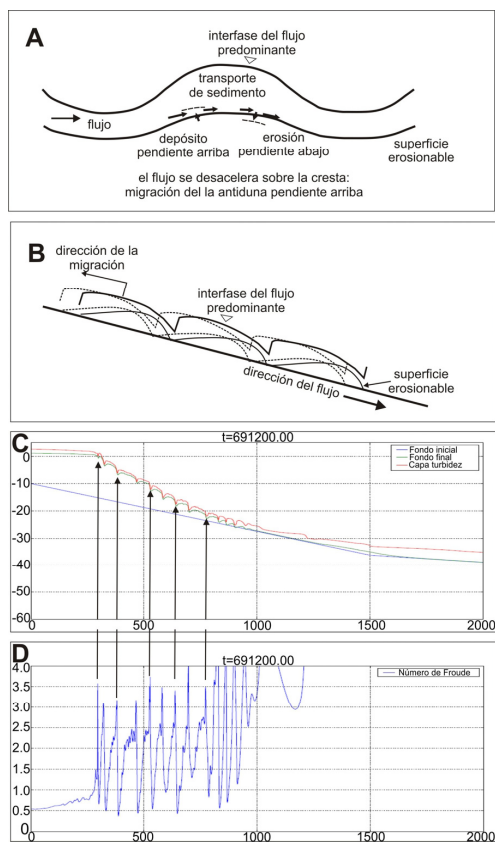


FIGURA 4. Mecanismo de migración de las ondulaciones pendiente arriba. A) Diagrama explicativo. B) Esquema sobre la migración de las ondulaciones. C) Ejemplo de una de las simulaciones numéricas, donde se reproduce el mecanismo de adelgazamiento de la capa de turbidez sobre los valles de las ondulaciones (saltos hidráulicos). D) Número de Froude de dicha simulación. Las flechas indican donde el número de Froude es mayor que 1, coincidente con los valles de las ondulaciones

La extensión natural del campo de ondas se produce pendiente arriba. Esta migración de las ondulaciones pendiente arriba nos hace pensar que dichas formas son similares a las antidunas asociadas con corrientes de turbidez (Lee *et al.*, 2002; Normark *et al.*, 2002; Fildani *et al.*, 2006). En nuestras simulaciones se observa como las ondulaciones están aproximadamente en fase con las ondulaciones que igualmente se generan en la capa de turbidez

(Figura 4). Esta capa de turbidez se forma cuando el agua del río, cargada en sedimentos, entra en el mar, y se hunde debido a su mayor densidad. Esta capa de turbidez se desplaza por el fondo y en su límite superior se produce una zona de mezcla que la limita del agua del mar, y en su límite inferior va erosionando los sedimentos del fondo del mar previamente depositados. La capa de turbidez es mayor donde las ondulaciones son mayores, y viceversa (Figuras 4A y 4C). Con esta aproximación, las ondulaciones pueden caracterizarse como formas de fondo rítmicas que: a) están asociadas a un flujo supercrítico (es decir, con número de Froude >1), y b) presentan una migración pendiente arriba (Fildani *et al.*, 2006).

Las ondulaciones producen un salto hidráulico en su límite proximal y distal, o una pequeña zona sobre la cual el flujo pasa de forma rápida de un flujo supercrítico rápido y proximal ($Fr > 1$) a un flujo subcrítico tranquilo y distal ($Fr < 1$) (Figuras 4C y 4D). Cada ondulación puede estar dividida en dos partes limitadas por un punto donde $Fr = 1$; una zona subcrítica pendiente arriba y una zona supercrítica pendiente abajo. La zona subcrítica más proximal induce sedimentación neta (o hace que aumente la sedimentación o al menos que no se produzca erosión) y la zona supercrítica más rápida produce erosión neta (o sedimentación reducida o nula, o aumento de la erosión), por lo que el tren de ondulaciones migra pendiente arriba (Parker e Izumi, 2000). Por lo tanto, y tal como queda demostrado por las simulaciones y los datos reales, las ondulaciones presentan un comportamiento similar al de las antidunas, y son una manifestación del hecho de que los flujos supercríticos sobre un fondo erosionable son inherentemente inestables. Tal y como apuntaban Fildani *et al.* (2006), la presencia de los saltos hidráulicos estabiliza el campo de ondulaciones, así cuando las ondulaciones migran pendiente arriba, se autopreservan de la erosión, y tienen

el potencial de dejar un registro sedimentario completo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo representa una contribución a los Proyectos de Excelencia MOSAICO (P06-RNM-01594) y TESELA (P11-787 RNM7069). Los datos fueron obtenidos en el proyecto SPACE llevado a cabo por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y la Secretaría General de Pesca Marítima.

REFERENCIAS

- Bárcenas, P. 2013. *Procesos morfogénéticos y evolución reciente de los depósitos prodeltaicos del sureste de la Península Ibérica: Aplicaciones de modelos matemáticos*. Ph. D. Thesis, Universidad de Málaga, Málaga, 410 pp.
- Cattaneo, A., A. Correggiari, T. Marsset, Y. Thomas, B. Marsset y F. Trincardi. 2004. Seafloor undulation pattern on the Adriatic shelf and comparison to deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 213(1-4):121–148.
- Fildani, A., W.R. Normark, S. Kostic y G. Parker. 2006. Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey east channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology*, 5534:1265–1287.
- Khan, S.M., Imran, J., Bradford, S. y Syvitski, J.P.M. 2005. Numerical modeling of hyperpycnal plume. *Marine Geology*, 223, 193–211.
- Kubo, Y., Soh, W., Machiyama, H. y Tokuyama, H. 2004. Bedforms produced by the Kuroshio Current passing over the northern Izu Ridge. *Geo-Marine Letters*, 24, 1-7.
- Lee, H.J., J.P.M. Syvitski, G. Parker, D. Orange, J. Locat, E.W.H. Hutton y J. Imran. 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the Humbolt slide, and modelling results. *Marine Geology*, (192):79–104.
- Liquete, C., P. Arnau, M. Canals y S. Colas. 2005. Mediterranean river systems of Andalusia, southern Spain, and associated deltas: A source to sink approach. *Marine Geology*, 222-223:471–495.
- Morales, T., Castro, M.J., Parés, C. y Fernández, E.D. 2009. On a shallow water model for the simulation of turbidity currents. *Commun. Comput. Phys.*, 9, 848–882.
- Normark, W. R., D. J. W. Piper, H. Posamentier, C. Pirmez y S. Migeon. 2002. Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees. *Marine Geology*, 192:23–58.
- Parker, G., Fukushima, Y. y Pantin, H.M. 1986. Self-accelerating turbidity currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 171, 145-181.
- Parker, G. y Izumi, N. 2000. Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed. *Journal of Fluid Mechanics*, 419:203–238.
- Trincardi, F. y Normark, W.R. 1988. Sediment waves on the Tiber prodelta slope: Interaction of deltaic sedimentation and currents along the shelf. *Geo-Marine Letters*, 8:149–157.
- Urgeles, R., De Mol, B., Liquete, C., Canals, M., De Batist, M., Hughes Clarke, J. y Arraix Shipboard Party: 2007. Sediment undulations on the Llobregat prodelta: Signs of early slope instability or sedimentary bedforms? *J. Geophys. Res.*, 112, B05102, doi:10.1029/2005JB003929.