

Movilidad de las formas de fondo en la desembocadura del estuario del Río Piedras (Huelva) durante las mareas vivas

Bedforms mobility in the mouth of the Piedras river estuary (Huelva) during the spring tides

I. Delgado ⁽¹⁾, J.A. Morales ⁽¹⁾ y J.M. Gutiérrez Mas ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Universidad de Huelva. Avda. Fuerzas Armadas, s/n. 21007 Huelva. irene.delgado@dgeo.uhu.es, jmorales@uhu.es

⁽²⁾ Departamento de Geología. Universidad de Cádiz. Campus Río San Pedro, s/n. Puerto Real (Cádiz). josemanuel.gutierrez@uca.es

ABSTRACT

The present work analyzes the bed mobility in the outer area of the estuary of Piedras River by observing the changes of morphology, dimensions and orientation of bedforms by means of the use of technical of Side-Scan Sonar. This coastal system is a small and narrow estuary, with a reduced fluvial input that develops a wide littoral spit in its mouth in whose apex a wide ebb-tidal delta is developed. On the back area of the deltas flood and ebb tidal currents develop a variety of sandy bedforms. The comparison of flood and ebb forms allows analyze the hydrodynamic regime and the sand mobility due to the action of the main currents.

Key words: Estuary, bedforms, sedimentary dynamics.

Geogaceta, 43 (2007), 87-90

ISSN: 0213683X

Introducción

El Estuario del Río Piedras se localiza en la costa de la provincia de Huelva, desembocando directamente en el Océano Atlántico, en un pequeño, encajado y estrecho sistema mesomareal el cual está caracterizado por el desarrollo de una amplia flecha litoral en cuyo frente se dispone un sistema de deltas de refluo mareal (Fig.1).

Esta extensa flecha arenosa paralela a costa, conocida como Flecha de Nueva Umbría o del Rompido, ha evolucionado desde la unión de diferentes islas barreras hasta configurar una larga flecha litoral que se extiende más de 12 km en sentido Oeste-Este gracias a un rápido proceso de acreción apical de barras de oleaje, facilitado por la migración del sistema de deltas mareales situado en su zona frontal.

En los últimos años, diferentes equipos de investigación han llevado a cabo trabajos a lo largo del estuario del río Piedras, (Dabrio, 1982; Borrego *et al.*, 1993; Ojeda y Vallejo, 1995; Morales *et al.*, 2001; Morales *et al.*, 2005; Delgado *et al.*, 2005). Sin embargo, hasta el presente no se ha analizado en profundidad el funcionamiento dinámico de la marea en el interior del estuario ni la movilidad de la arena resultante de esta dinámica.

El objetivo de este trabajo es documentar los cambios de morfología del lecho del canal y los cambios en las dimensiones y orientación de las formas de fondo en la desembocadura del estuario del río Piedras, en base a mosaicos de sonar de barrido lateral (*Side-Scan Sonar*), obtenidos en campañas realizadas durante la máxima velocidad de las corrientes de flujo y refluo de una marea viva.

Metodología

La campaña de geofísica marina fue realizada el día 10 de Octubre de 2006, coincidiendo con un ciclo de marea viva de coeficiente 80. El rango alcanzado por la marea fue de 3,02 metros. La velocidad máxima de flujo fue de 0,8 m/s, y la máxima de refluo de 1,2 m/s (Fig. 2). Las velocidades fueron medidas en una estación situada en el inicio del canal estuarino, justo tras los deltas de refluo (Fig. 1), usando un medidor de corriente Silva Sea Data. Este medidor se orienta de forma mecánica con la dirección de máxima velocidad. Las corrientes fueron medidas a 70 cm. del fondo al objeto de estudiar la corriente en la interfase agua-fondo.

Las formas de fondo fueron observadas en perfil y en planta. Para la observación en perfil, se realizaron perfiles batimétricos con una sonda *Garmin*

Fishfinder 100 con precisión de 0,1 m. La planta de las formas de fondo se estudió mediante la realización de trayectorias de sonar de barrido lateral con un equipo C-MAX 2000. Se realizaron las mismas trayectorias durante el flujo y el refluo con una precisión de 6 m, que es la ofrecida por el sistema GPS empleado (*Garmin E-trex vista*), al objeto de comparar los resultados. Las campañas de estudio del fondo se llevaron a cabo durante la actuación de la máxima velocidad de las corrientes, tanto de flujo como de refluo.

Descripción del fondo

Se trata de un fondo somero de una profundidad media de 5 metros bajo el nivel medio de mareas, que alcanza una profundidad máxima de casi 15 metros en el lugar conocido como "la poza", que corresponde justo con la zona interna del *inlet* que conecta el estuario con el sistema de deltas de refluo.

En la zona más cercana a tierra, el fondo es rocoso, correspondiendo con afloramientos de calcarenita. En las zonas más profundas el fondo es arenoso y de alta movilidad, presentando en el sonar registros de alta reflectividad. Este fondo arenoso se encuentra en su totalidad tapizado de formas de fondo con diferentes morfologías y dimensiones.

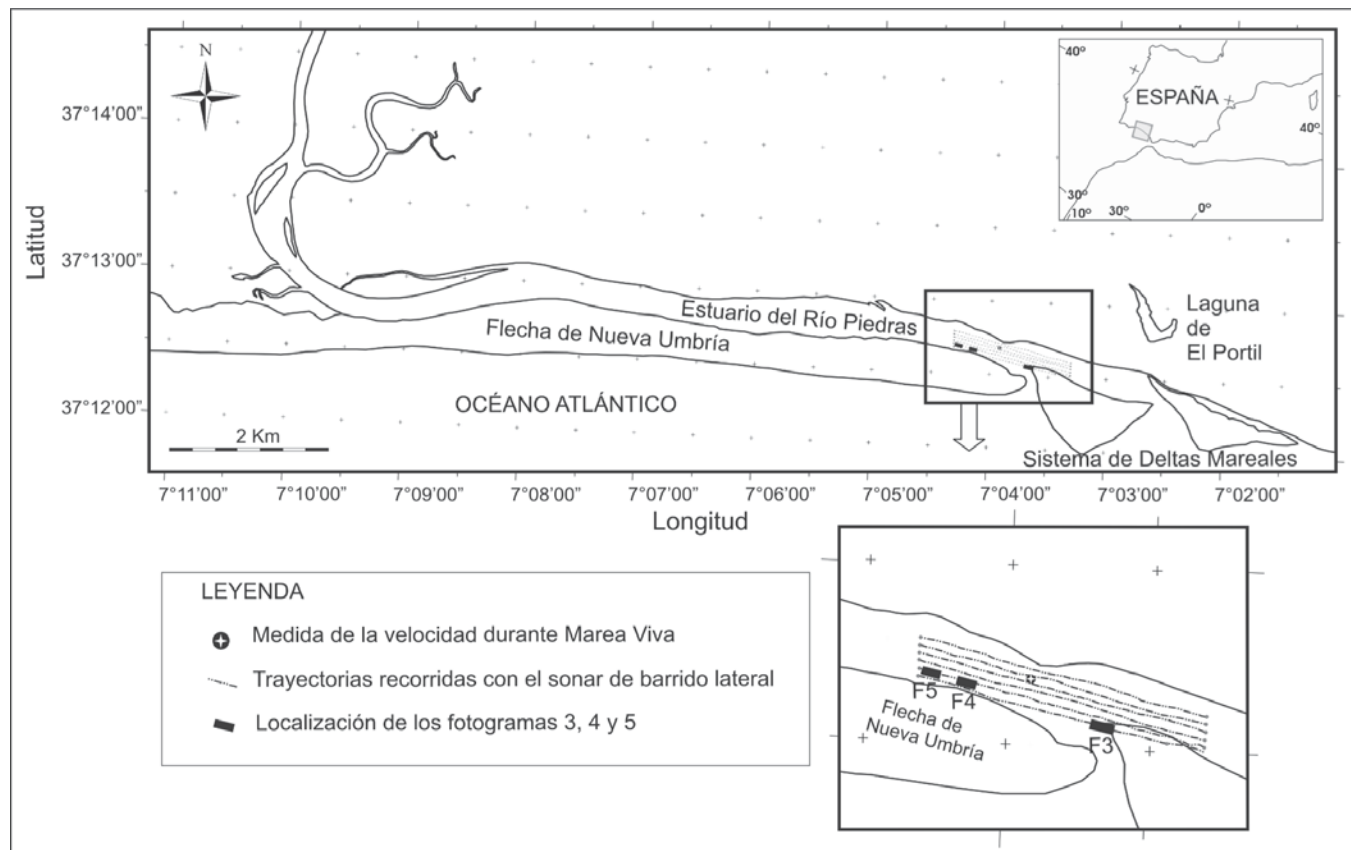


Fig. 1.- Localización del área de estudio con indicación de la posición de los registros de sonar de barrido lateral y de la estación de medida de la velocidad de la corriente.

Fig. 1.- Location of the study area indicating the position of the records of side scan sonar and the tidal current speed measure station.

Los fondos someros más próximos a tierra y cercanos a los afloramientos rocosos presentan campos de olas de arena de cresta recta o sinuosa con una longitud de onda que supera los 5 metros y alturas cercanas a los 2 metros (Fig. 3). Estas mesoformas se encuentran tapizadas de formas menores que no se aprecian en el registro de sonar pero que han podido ser observadas mediante inmersiones.

Los fondos de la zona inmediatamente posterior a los deltas de reflujo muestran una macroforma con una longitud de onda de 75 metros y 10 metros de altura, que aparece en los registros como una enorme ba-

rra orientada hacia tierra (Fig. 4). Sobre esta macroforma se produce un despliegue de mesoformas con longitudes de onda similares a las anteriormente descritas, pero alturas menores, que apenas alcanzan el metro.

En los fondos más profundos se observan mesoformas de menores dimensiones, con casi 4 metros de longitud de onda media y 0,75 metros de altura (Fig. 5).

Comparación de las formas de reflujo y flujo

La primera observación que puede realizarse es que los campos de formas de

fondo analizados presentan formas con longitudes de onda que permanecen invariables al pasar del reflujo al flujo, a pesar de que las velocidades registradas durante el flujo son sensiblemente menores (Fig. 2). A pesar de este hecho, con el cambio de sentido de las corrientes, las formas experimentan notables cambios en su morfología y orientación.

En general, en todos los fondos puede observarse que las formas de reflujo presentan una clara asimetría que muestra un desplazamiento de las formas hacia el mar (Figs. 3, 4 y 5 A). La única forma que presenta una asimetría hacia tierra es la macroforma con morfología parabólica descrita tras la embocadura de los deltas de reflujo, a pesar de que las mesoformas que se sitúan sobre ella también presentan asimetría en el sentido del reflujo y su cresta presenta una morfología más redondeada (Fig. 4 A).

Las mesoformas de flujo, sin embargo no presentan una asimetría tan marcada, presentando crestas muy redondeadas y simétricas en comparación con las de reflujo (Figs. 3, 4 y 5 B). Por el contrario, la macroforma orientada hacia tierra presenta durante los momentos de flujo su máxima asimetría (Fig. 4 B) así

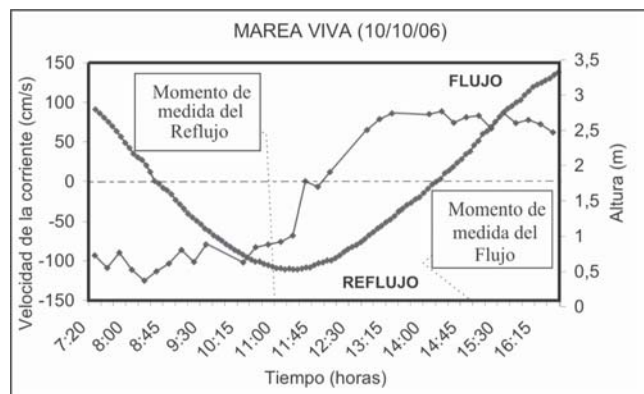


Fig. 2.- Curva Tiempo-Altura y Tiempo-Velocidad en la interfase agua-fondo para la marea viva estudiada.

Fig. 2.- Curve Time-Height and Time-Velocity in the bottom-water interface during the studied spring tide.

como las mesoformas asociadas a su superficie.

En las zonas más someras y también en las más profundas del canal estuario (Figs. 3 y 5), el dominio de la asimetría de las mesoformas durante las corrientes de reflujo y de la simetría de las mismas durante el flujo, unido al mantenimiento de las longitudes de onda, sugieren una incapacidad del flujo para invertir el sentido de la migración de las formas, quedando la acción del flujo reflejada únicamente en un retoque de las crestas que puede originar erosión de partes de las formas de fondo anteriores y que a la postre significará el desarrollo de una superficie de reactivación.

Interpretación, discusión y conclusiones

Cabe destacar que las formas observadas, tanto en flujo como en reflujo, son coherentes con las velocidades desarrolladas por estas corrientes durante el ciclo mareal, por lo tanto, puede interpretarse que se trata de formas activas. Este hecho ha sido ya constatado por trabajos anteriores (Delgado *et al.*, 2005).

La única macroforma observada, de dimensiones casi hectométricas, ha sido

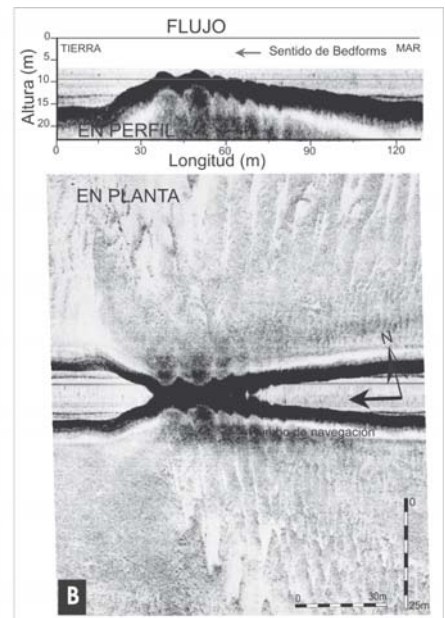
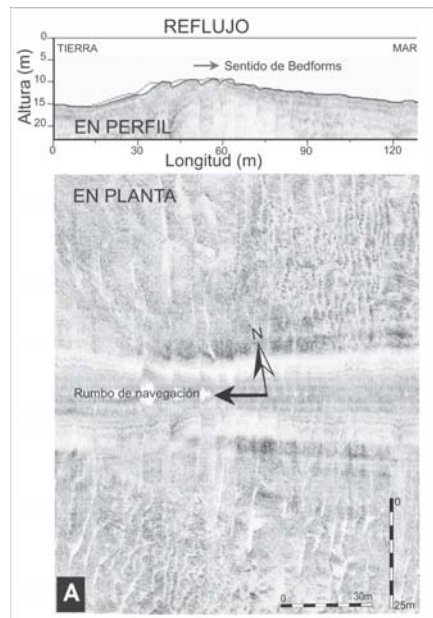
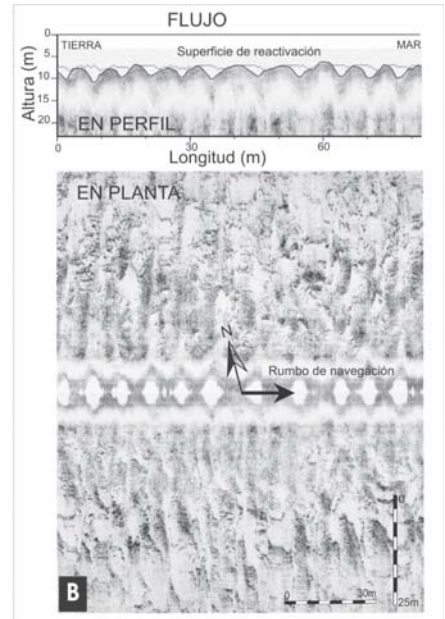
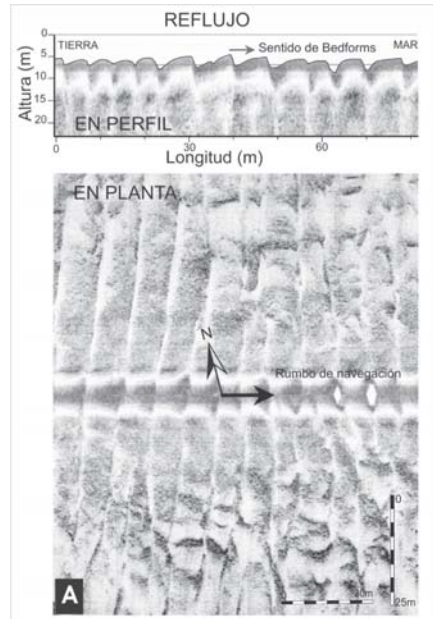


Fig. 3.- Comparativa de formas de fondo en imágenes de sonda acústica y sonar de barrido lateral durante condiciones de reflujo (A) y flujo (B) en una zona somera del canal estuarino.

Fig. 3.- Comparison of bedforms in images of acoustic echo sounder and side scan sonar during ebb (A) and flood (B) in a shallow zone of the estuarine channel.

Fig. 4.- Comparativa de formas de fondo en imágenes de sonda acústica y sonar de barrido lateral durante condiciones de reflujo (A) y flujo (B) en la zona trasera situada frente al *inlet* principal.

Fig. 4.- Comparison of bedforms in images of acoustic echo sounder and side scan sonar during ebb (A) and flood (B) in the back area located in front of the main tidal inlet.

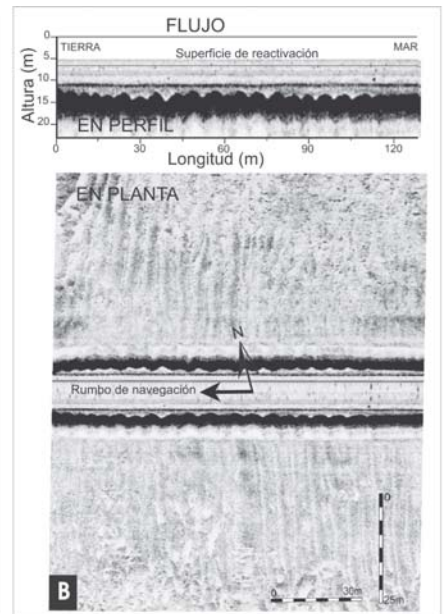
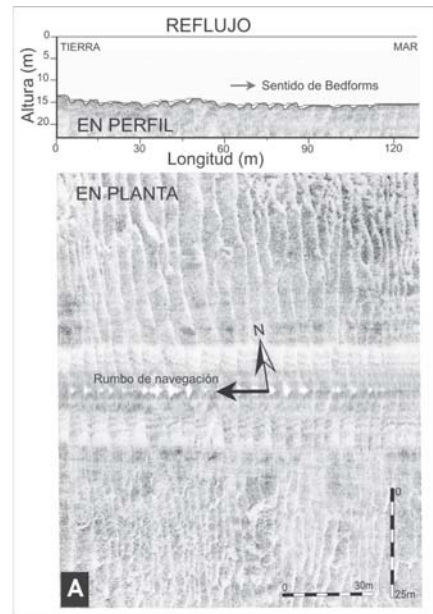


Fig. 5.- Comparativa de formas de fondo en imágenes de sonda acústica y sonar de barrido lateral durante condiciones de reflujo (A) y flujo (B) en las zonas más profundas del canal conocidas como “la Poza”.

Fig. 5.- Comparison of bedforms in images of acoustic echo sounder and side scan sonar during ebb (A) and flood (B) in the deepest zones of the channel named “la Poza”.

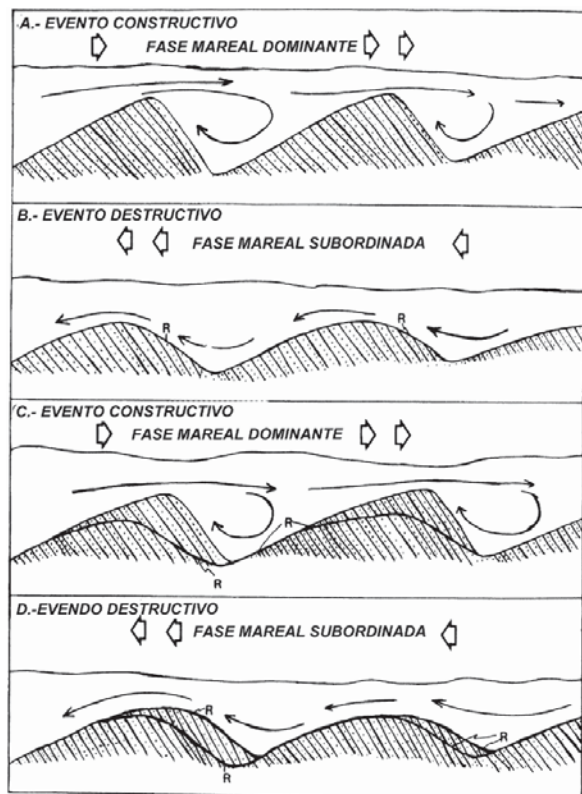


Fig. 6.- Génesis de formas de fondo originadas por corrientes mareales asimétricas (Klein 1970).

Fig. 6.- Genesis of bedforms originated by asymmetric tidal currents (Klein 1970).

interpretada por su localización y dimensiones como el equivalente al delta de flujo presente comúnmente en otros sistemas de islas barrera. En este caso se interpreta que no ha podido desarrollarse un delta de flujo con una morfología típica debido a las peculiaridades locales, que confieren al sistema de trasbarrera un excesivo grado de canalización. En este caso, la falta de espacio y el dominio de las corrientes de reflujo impiden el desarrollo de la rampa de flujo hasta la zona intermareal. Sin embargo, el sistema sí ha podido desarrollar una rampa sumergida que corresponde con esta macroforma. La orientación y el desarrollo a largo plazo de esta barra arenosa corresponden únicamente a las corrientes de flujo, como se desprende de su mayor grado de asimetría

durante la actuación de estas corrientes (Fig. 4 B), ya que la macroforma avanza cuando las mesoformas de flujo migran sobre su cara superior y caen por la cara de avalancha al alcanzar la cresta.

Este funcionamiento dinámico de las formas de fondo se corresponde con el descrito en el mar del Norte por Klein (1970) en zonas donde una de las dos corrientes mareales presenta una dominancia sobre la otra (Fig. 6), desarrollando sets de estratificación cruzada hacia mar durante los momentos de reflujo (corriente dominante) y superficies de reactivación durante los momentos de flujo (corriente subordinada).

Así pues, todos los datos parecen indicar que existe un balance neto de transporte de sedimentos desde el interior del es-

tuario hacia la costa abierta, sin embargo, esta interpretación supone un nuevo interrogante, que es la fuente de este sedimento, ya que el sistema estuarino no está conectado actualmente a un sistema fluvial que le suministre el sedimento necesario para mantener un balance sedimentario hacia la zona exterior. Este problema deberá ser abordado en trabajos posteriores.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el Plan Nacional de I+D (Proyecto REN2002-01142/MAR), el Plan Andaluz de Investigación, Desarrollo e Innovación (Grupo RNM-276) y el Plan Propio de Investigación de la Universidad de Huelva. Agradecemos la colaboración de Marina El Rompido, que nos ha facilitado en todo momento el uso de sus instalaciones portuarias.

Referencias

Borrego, J., Morales, J.A. y Pendón, J.G. (1993). *Journal of Coastal Research*, 9, 242-254
 Dabrio, C.J. (1982). *Sedimentary Geology*, 32,141-151
 Delgado, I., Morales, J.A. y Gutiérrez Mas, J.M. (2005). *Geogaceta*, 38, 225-241
 Klein, G. de V., (1970). *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 1095-1127.
 Morales, J.A., Borrego, J., Jiménez, I. Monterde, J.R. y Gil, N. (2001). *Marine Geology*, 172, 225-241
 Morales, J.A., Delgado, I. y Gutiérrez Mas, J.M. (2005). En: *Tendencias actuales en Geomorfología Litoral*, (Alonso, I y Hernández, L, Eds.). Servicio de publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 53-56.
 Ojeda, J. y Vallejo, I. (1995). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 229-238.