

Influencia marina/terrestre en la sedimentación de la Ría de Muros durante los últimos 3000 años

Marine/terrestrial influence on sedimentation in Ría de Muros during the last 3000 years.

Alba Andrade, Belén Rubio, Daniel Rey, Paula Álvarez-Iglesias, Federico Vilas y Ana M. Bernabeu

Grupo GEOMA. Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Facultade de Ciencias, Campus Universitario Lagoas-Marcosende-Universidade de Vigo, Vigo
alba.andrade@uvigo.es, brubio@uvigo.es, danirey@uvigo.es, palvarez@uvigo.es, fvilas@uvigo.es, bernabeu@uvigo.es

ABSTRACT

Galician Rías Baixas are subject to a seasonal upwelling which favours high primary production rates. This high productivity and the continental inputs from river discharge and runoff lead to high organic carbon concentrations in the sediments which promotes early diagenetic processes. The intensity of the diagenesis depends on the organic matter inputs, whose quantity and origin are conditioned by the climatic and hydrographical conditions of the Rías. In this study on a sediment gravity core taken in the outer Ría de Muros, the combined use of textural analysis and geochemical parameters allowed the identification of a current redox front and two palaeosedimentary redox fronts in the sedimentary column. These fronts are a consequence of a more intense oceanic influence in the Ría de Muros as inferred from the COT/NT ratio and $\delta^{13}\text{C}$. Sedimentation rates calculated from ^{14}C dating identify these periods as known periods of increased upwelling and reduced continental input due to a colder and drier climate in the northwestern Iberian Peninsula during the last 3000 years.

Key-words: Ría de Muros sediments, diagenesis, organic matter sources, upwelling.

RESUMEN

Las Rías Baixas están sometidas a fenómenos de afloramiento estacional que favorecen unas elevadas tasas de producción primaria. Esta alta productividad, sumada a los aportes continentales procedentes de descargas fluviales y por escorrentía, da lugar a altas concentraciones de carbono orgánico en los sedimentos, lo que intensifica los procesos de diagénesis temprana. La intensidad de la diagénesis está condicionada por la cantidad y procedencia de los aportes de materia orgánica al sedimento, que dependen de las condiciones climáticas e hidrográficas de las Rías. En este estudio realizado sobre un testigo de gravedad extraído en la zona externa de la Ría de Muros, la combinación de análisis texturales y parámetros geoquímicos ha permitido la identificación de un frente redox actual y dos frentes redox paleosedimentarios en el registro sedimentario. Estos frentes resultan de una intensificación de la influencia oceánica en la Ría de Muros, como se deduce de las relaciones COT/NT y $\delta^{13}\text{C}$. Las tasas de sedimentación calculadas a partir de dataciones por ^{14}C asocian los momentos de mayor influencia oceánica con períodos conocidos en los que se produce un incremento del afloramiento y una reducción de los aportes continentales debido a condiciones climáticas más frías y secas en el noroeste de la Península Ibérica durante los últimos 3000 años.

Key-words: Sedimentos de la Ría de Muros, diagénesis, fuentes de materia orgánica, afloramiento

Geogaceta, 50-2 (2011), 125-128.
ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 9 de Febrero de 2011
Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011
Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

Los estudios más recientes del registro sedimentario Holoceno de las Rías Baixas y su plataforma continental adyacente, han puesto de manifiesto la validez de estos materiales para realizar estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos de alta resolución en esta zona, dadas sus elevadas tasas de sedimentación (Diz *et al.*, 2002; Desprat *et al.*, 2003; González-Álvarez *et al.*, 2005; Bernárdez *et al.*, 2008; Mohamed *et al.*, 2010).

La costa gallega es una de las regiones del mundo en las que el afloramiento costero se presenta con mayor intensidad (Wooster *et al.*, 1976). Éste tiene lugar entre los meses de abril y octubre y causa la entrada

del Agua Central del Atlántico Noreste (ENACW), fría y rica en nutrientes en las Rías Baixas (Fraga, 1981). El resto del año, los vientos procedentes del sur favorecen una inversión del patrón de circulación, prevaleciendo el hundimiento de aguas de las rías hacia la plataforma continental (Wooster *et al.*, 1976; Fraga, 1981). Como resultado del afloramiento y de los aportes continentales, el contenido de materia orgánica en los sedimentos de las Rías Baixas es muy elevado (Vilas *et al.*, 2005), lo que da lugar a una intensa diagénesis (Rubio *et al.*, 2001; Rey *et al.*, 2005; Álvarez-Iglesias y Rubio, 2008, entre otros).

La composición del sedimento en las rías depende del balance entre los aportes continentales y marinos y de su evolución

diagenética. Los aportes continentales están constituidos por material detrítico y materia orgánica, cuyo flujo está controlado por la intensidad de las precipitaciones y la vegetación/uso del suelo en la cuenca de drenaje. Los aportes marinos comprenden material detrítico siliciclástico, bioclástico y materia orgánica marina. Las dos últimas fuentes están controladas por la producción primaria de biomasa, que depende del afloramiento estacional y proporciona materia orgánica más lábil que la continental. Por último, la diagénesis temprana da lugar a una serie de transformaciones mineralógicas in situ, cuya intensidad depende de la concentración y reactividad de la materia orgánica del sedimento y de su grado de oxigenación original.

En el presente estudio se interpretan los resultados de los análisis geoquímicos y texturales realizados sobre un testigo de gravedad en la zona externa de la Ría de Muros, la más septentrional, menos antropizada y con mayor influencia oceánica de las cuatro Rías Baixas. Los indicadores del grado de diagénesis y de la procedencia de la materia orgánica han permitido la identificación de períodos de intensificación de la diagénesis inducidos por el aumento relativo de los aportes de materia orgánica oceánica.

Materiales y Métodos

El testigo de gravedad M5 (2,5 m) se extrajo en Junio de 2004 de la zona externa de la Ría de Muros (Fig. 1). Se mantuvo entre 1° y 4°C hasta su análisis, muestreándose cada 3 cm. Las muestras se secaron en una estufa a temperatura inferior a 60°C, se molieron en un molino de ágata y se analizaron en un analizador elemental LECO CN2000 para determinar el contenido en Carbono Orgánico Total (COT) y Nitrógeno Total (NT); en un Carlo Erba EA 1108 para determinar el contenido en azufre total; y en un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000 para determinar la concentración de elementos mayoritarios y traza.

Se midieron el parámetro $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica (desviación del cociente $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ respecto al estándar de VPDB, en partes por mil), y el tamaño de grano de muestras tomadas cada 6 cm en los 30 cm superiores del testigo y cada 12 cm en los siguientes 220 cm. La determinación de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica se realizó mediante un espectrómetro de masas Thermo-Finnigan MAT253, previo tratamiento de eliminación de carbonatos y combustión de la muestra. Las distribuciones de tamaño de grano se obtuvieron mediante tamizaje en seco y húmedo. La fracción $<63\ \mu\text{m}$ se determinó por nefelometría de rayos X en un Micrometrics SediGraph 5100.

Se realizaron dos dataciones por ^{14}C en este testigo, una en el Laboratorio de Radiocarbono del ITN (Sacavém, Portugal) sobre una concha completa de *Dosinia exoleta* recogida en posición de vida a 90 cm, y otra en las instalaciones AMS del laboratorio LABEC del INFN-Firenze (Italia) sobre unos 10 mg de foraminíferos planctónicos multiespecie, extraídos manualmente de una muestra tomada a 54 cm. Las edades calibradas se calcularon mediante el programa

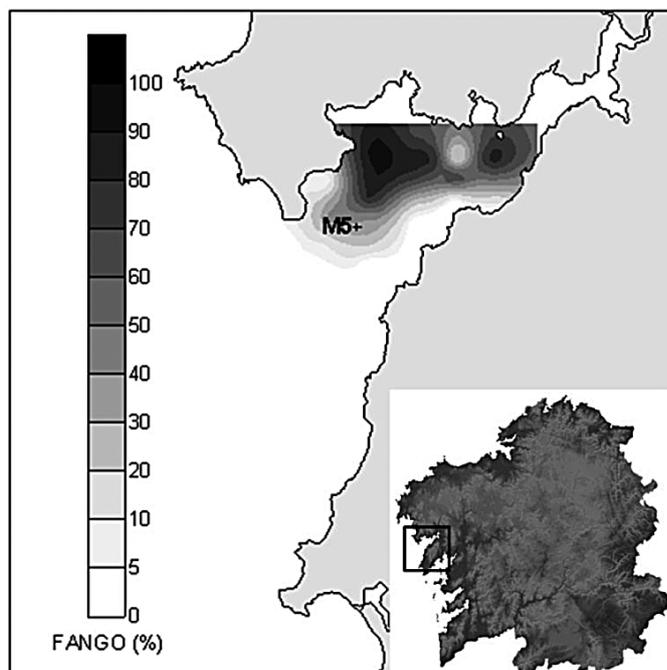


Fig. 1.- Posición del testigo M5 sobre un mapa de distribución de fangos de la Ría en Muros.

Fig. 1.- Position of core M5 on a map of mud distribution in the Ría de Muros.

CALIB 6.0 (Stuiver y Reimer, 1993), utilizando la curva de calibración de ^{14}C marino (Reimer *et al.*, 2009). En base a los valores de edad obtenidos y a la información disponible para la zona (Soares y Dias, 2007), se aplicó una corrección de reservorio local de 220 ± 28 años a la muestra a 90 cm.

Los análisis elementales y la determinación del $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras estudiadas se realizaron en el Centro de Apoyo Científico y Tecnológico a la Investigación (CACTI) de la Universidad de Vigo.

Resultados

Las tasas de sedimentación obtenidas a partir de las dos dataciones de ^{14}C son muy similares entre sí (Fig. 2). La extrapolación de las mismas para todo el testigo proporciona una edad aproximada de 8000 años cal. BP para su base.

Al, Ti, Fe y Mn presentan perfiles de variación de concentración con la profundidad semejantes (Fig. 3, con valores promedio \pm desviación estándar de $2,59 \pm 0,52\%$; $0,129 \pm 0,019\%$; $1,04 \pm 0,26\%$ y $59,8 \pm 19,5\ \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, respectivamente). Sus concentraciones presentan poca variabilidad en los primeros 6 cm, aumentan a 9 cm y a continuación decrecen de forma uniforme hasta los 30 cm, con la excepción de un pequeño pico en torno a 27 cm (más destacado para Fe y Mn que para Ti y Al). Por debajo de 30 cm apenas hay variaciones, excepto por un máximo local en torno a 72 cm y otro a 120 cm para el Mn. La concentración entre

el techo del testigo y 30 cm es visiblemente mayor que entre 30 cm y la base del testigo. La normalización de los perfiles de Fe y Mn con Al pone de manifiesto tres picos de concentración para Fe/Al y Mn/Al a 27, 72 y 120 cm. Se calculó el cociente S/COT con el fin de discriminar entre formas orgánicas e inorgánicas del azufre. Los máximos en el perfil de este cociente, indicativos de una mayor concentración de especies inorgánicas de S (Berner y Raiswell, 1983), se localizan a 27, 72 y 120 cm y coinciden con los de Mn/Al y Fe/Al.

El COT se encuentra entre $2,4\% \pm 0,7\%$ para todo el testigo (Fig. 3). Su concentración es bastante constante en los primeros 6 cm, aumenta a 9 cm y desde esa profundidad cae progresivamente hacia la base, con una tendencia decreciente más marcada entre 21-27 cm, 60-69 cm y 114-120 cm.

El $\delta^{13}\text{C}$ varía entre $-21,5$ y $-23,2\%$ y la relación COT/NT varía entre 7,5 y 13,5 (Fig. 3). Los perfiles de estos parámetros presentan tres tramos (6-24 cm, 54-66 cm y 111-117 cm) en los que COT/NT es significativamente menor y $\delta^{13}\text{C}$ significativamente menos negativo que en el resto del testigo (test t, $p \leq 0,05$).

Discusión

La mineralización de la materia orgánica mediante microorganismos requiere la presencia de aceptores electrónicos terminales, que en orden decreciente de energía pro-

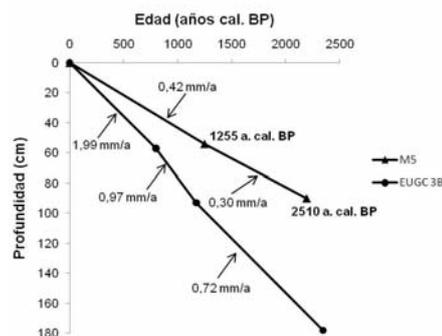


Fig. 2.- Modelo de edad del testigo de gravedad M5 comparado con el del testigo EUGC-3B (Lebreiro *et al.*, 2006). Se indican sobre la figura las tasas de sedimentación calculadas para cada tramo y la edad media calibrada para cada nivel.

Fig. 2.- Age model for gravity core M5 compared to that of the nearby core EUGC-3B (Lebreiro *et al.*, 2006). Calculated sedimentation rates for each section and average calibrated ages are indicated on the figure.

ducida son: O₂, NO₃⁻, óxidos de Mn (o Mn^{IV}), óxidos de Fe (o Fe^{III}), sulfato (SO₄²⁻) y otros (Froelich *et al.*, 1979). A diferencia de los aceptores que le preceden en esta secuencia, los oxi-hidróxidos de Fe y Mn se encuentran en fase sólida por lo que su reducción, implica un aumento de la concentración de Fe⁺² y Mn⁺² en aguas intersticiales. Las especies reducidas difunden hacia la parte superior de la columna sedimentaria,

y se oxidan al encontrarse con oxígeno disuelto, lo que provoca una reprecipitación de oxihidróxidos de Fe y Mn (Froelich *et al.*, 1979). Esta precipitación justificaría el pico de Fe/Al y Mn/Al en torno a 9 cm (Fig. 3). También se produce una difusión de las especies reducidas hacia la parte inferior de la columna donde, tras reaccionar con los iones S²⁻ (producidos a partir de una sulfato-reducción en zonas profundas del sedimento), los iones Fe²⁺ precipitan en forma de sulfuros autigénicos (Froelich *et al.*, 1979). Esta reacción parece ser la causa de los picos de Fe/Al y S/COT a 27 cm (Fig. 3).

Bajo condiciones de estado estacionario en las que no se produzcan importantes cambios en los aportes de materia orgánica o de aceptores electrónicos al sedimento, las únicas señales diagenéticas observables en la columna sedimentaria serían las que indican la posición del actual frente redox. Sin embargo, cualquier cambio en la cantidad o en la reactividad de los aportes de materia orgánica y/o en el grado de oxigenación del sedimento dejaría una señal diagenética que quedaría registrada. Además del pico a 27 cm, correspondiente al actual frente redox, en los perfiles de Fe/Al y S/COT, se observan otros dos picos a 72 y a 120 cm que parecen estar asociados a un aumento en la precipitación de sulfuros. Ambos niveles parecen ser antiguos frentes redox que se des-

arrollaron bajo condiciones diagenéticas más intensas que las que se dieron durante el depósito del resto del testigo.

Los resultados obtenidos para COT/TN y δ¹³C se encuentran en un rango intermedio entre los típicamente marinos (COT/TN entre 4 y 7 y δ¹³C entre -18 y -20 ‰) y los típicamente terrestres (COT/TN > 17 y δ¹³C entre -27 y -30 ‰, Lamb *et al.*, 2006). Sin embargo, se observa que prevalecen los aportes marinos de materia orgánica en todo el testigo, en particular en las tres zonas (6-24 cm, 54-66 cm y 111-117 cm) que presentan valores de COT/TN significativamente menores y de δ¹³C significativamente mayores que el resto del testigo. Estas zonas se encuentran inmediatamente por encima de los picos de Fe/Al, Mn/Al y S/COT indicados con anterioridad y muestran una disminución del contenido de COT con la profundidad, lo que puede atribuirse a la mayor labilidad de la materia orgánica de procedencia marina respecto a la de procedencia terrestre (Wakeham y Canuel, 2006). Un aumento en la proporción de materia orgánica lábil en el sedimento traería asociada una intensificación de los procesos de mineralización de la materia orgánica, y por lo tanto, un mayor consumo de carbono orgánico (Canuel y Martens, 1996). Esta intensificación de los procesos de mineralización aumentaría el consumo de aceptores electrónicos (Peine y Peiffer, 1996; Mladenov *et al.*, 2010), lo que ge-

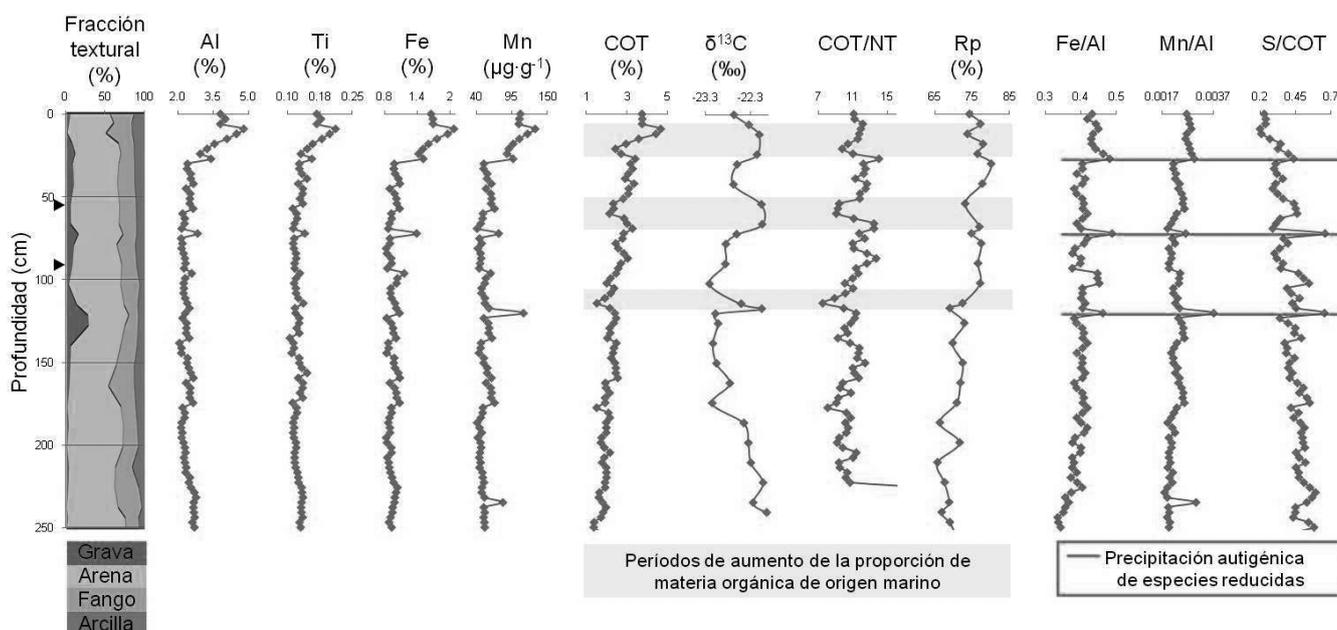


Fig. 3.- Representación de fracción textural, concentración de Al, Ti, Fe, Mn y COT, relaciones δ¹³C, COT/TN, Fe/Al, Mn/Al y S/COT en el testigo de gravedad M5 frente a la profundidad. Se indican mediante un sombreado los periodos en los que aumenta la proporción de materia orgánica de origen marino y las zonas de precipitación de especies reducidas. Los niveles datados se señalan con triángulos.

Fig. 3.- Plot of textural fraction, Al, Ti, Fe, Mn and COT concentrations, δ¹³C, COT/TN, Fe/Al, Mn/Al and S/COT ratios for M5 gravity core versus depth. Periods of increased proportion of marine organic matter and reduced species are shadowed. Dated levels are marked by triangles.

neraría la formación de sulfuros de Fe y Mn, como indican los máximos observados para Fe/Al, Mn/Al y S/COT a 27, 72 y 120 cm.

Dadas las características fisiográficas de la Ría de Muros, un aumento en la proporción de materia orgánica marina en el sedimento puede deberse tanto a una intensificación del afloramiento como a un descenso de los aportes continentales. Las tasas de sedimentación calculadas para este testigo permiten datar los tres períodos de mayor influencia oceánica entre 2900-2750 años cal. BP, 1560-1250 años cal. BP y 560-140 años cal. BP. Durante el período 2900-2750 años cal. BP la entrada de aguas oceánicas en la Ría podría haberse visto favorecida por inestabilidad climática descrita para la costa gallega durante la transición del Holoceno Medio al Holoceno Superior (Diz *et al.*, 2002; González-Álvarez *et al.* 2005). La intensificación de la influencia oceánica durante el período 1560-1250 años cal. BP puede deberse a las condiciones comparativamente secas y frías de este período (Baja Edad Media). Por otra parte, diversos estudios en la plataforma continental del NO de la Península Ibérica mencionan una intensificación del afloramiento entre 2200 y 1200 años cal. BP, que podría haber favorecido la entrada de aguas oceánicas en la Ría de Muros (Martins *et al.*, 2007; Bernárdez *et al.*, 2008). Existen también dos posibles justificaciones para el período 560-140 años cal. BP. Por una parte, coincide temporalmente con la Pequeña Edad de Hielo, un período caracterizado por bajas temperaturas y escasas precipitaciones (Bradley y Jones, 1993) y, por otra, varios autores indican una intensificación de la intensidad del afloramiento en las Rías Baixas desde 500 años cal. BP (Diz *et al.*, 2002; Lebreiro *et al.*, 2006). El descenso en la influencia oceánica desde 140 años cal. BP puede deberse a un descenso en la intensidad del afloramiento, a un aumento de las precipitaciones durante el período de calentamiento reciente, (como el observado en la Ría de Vigo; Desprat *et al.*, 2003), o al efecto combinado de ambos.

Conclusiones

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la utilidad de combinar varios indicadores para revelar las señales diagenéticas en el registro sedimentario y su validez

para el estudio de sedimentos con elevadas concentraciones de materia orgánica y un patrón de variación vertical del contenido de materia detrítica poco claro.

Los datos geoquímicos permiten establecer que la presencia de niveles en los que la diagénesis redoxomórfica es más intensa se debe al aumento neto de componentes lábiles de la materia orgánica presente en el sedimento. El modelo de edad demuestra que esto se produce como consecuencia del aumento de los aportes de materia orgánica marina, lo que es coherente con la intensificación de los afloramientos en los períodos fríos y secos.

Una vez establecido esto se puede afirmar que la intensidad de los procesos diagenéticos está controlada por factores climáticos e hidrográficos, observándose tres períodos de mayor influencia oceánica (2900-2750 años cal. BP, 1560-1250 años cal. BP y 560-140 años cal. BP).

Agradecimientos

Los fondos para la realización de este trabajo provienen de los proyectos financiados por la Xunta de Galicia 09MMA012312 PR y 10MMA312022 PR, CTM2007-61227/MAR e IGCP-526 de la UNESCO. A. Andrade agradece la ayuda del Ministerio de Educación a través del Programa FPU y P. Álvarez-Iglesias el apoyo de la Xunta de Galicia a través del programa Ángeles Alvariño.

Referencias

- Álvarez-Iglesias, P. y Rubio, B. (2008). *Marine Pollution Bulletin*, 56 (5), 973-983.
- Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M.A. y Romero, O.E. (2008). *Holocene*, 18 (8), 1207-1218.
- Berner, R.A. y Raiswell, R. (1983). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 855-862.
- Bradley, R.S. y Jones, P.D. (1993). *Holocene*, 3, 367-376.
- Canuel, E.A. y Martens, C.S. (1996). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (10) 1793-1806.
- Desprat, S., Sánchez Goñi, M.F. y Loutre, M. (2003). *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 63-78.
- Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J.O. y Vilas, F. (2002). *Holocene*, 12 (4), 459-468.
- Fraga, F. (1981). En: *Coastal upwelling* (F.A. Richards, Ed.). American Geophysical Union, 176-182.

- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B. y Maynard V. (1979). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1075-1090.
- González-Álvarez R., Bernárdez, P., Pena, L.D. Francés G., Prego R., Diz P. y Vilas F. (2005). *Journal of Marine Systems*, 54, 245-260
- Lamb, A.L., Wilson, G.P. y Leng, M.J. (2006). *Earth Science Reviews*, 75, 29-57.
- Lebreiro, S.M., Francés, G., Abrantes, F.F.G., Diz, P., Bartels-Jónsdóttir, H.B., Stroynowskii, Z.N., Gil, I.M., Pena, L.D., Rodrigues T., Jones, P.D., Nombela, M.A., Alejo, I., Briffa, K.R., Harris, I. y Grimalt, J.O. (2006). *Holocene*, 16, 1003-1015.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J., Weber, O., da Silva, E.F., Patinha, C., Alveirinho Dias, J.M. y Rocha, F. (2007). *Marine Geology*, 239, 1-18.
- Mladenov, N., Zheng, Y., Miller, M.P., Nemergur, D.R., Legg, T., Simone, B., Hageman, C., Rahman, M.M., Ahmed, K.M. y McKnight, D.M. (2010). *Environmental Science and Technology*, 44, 123-128
- Mohamed, K.J., Rey D., Rubio, B., Vilas, F. y Frederichs, T. (2010). *Quaternary Research*, 73, 507-520.
- Peine, A. y Peiffer, S. (1996). *Advances in Limnology*, 48, 261-267.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C.E. (2009). *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Rey, D., Mohamed, K.J., Bernabeu, A.M., Rubio, B. y Vilas, F. (2005). *Marine Geology*, 215, 215-236.
- Rubio, B., Pye K., Rae, J.E. y Rey, D. (2001). *Sedimentology*, 48, 1277-1296.
- Soares, A.M.M. y Dias, J.M.A. (2007). *Radiocarbon*, 49, 925-936.
- Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). *Radiocarbon*, 35, 215-130.
- Vilas, F., Bernabeu, A.M. y Méndez, G. (2005). *Journal of Marine Systems*, 54, 261-276.
- Wakeham, S.G. y Canuel, E. A. (2006). En: *Handbook of Environmental Chemistry*, Volume 2: Reactions and Processes (J. Volkman, Ed.) Springer-Verlag, Berlin, 295-321.
- Wooster, W.S., Bakun, A. y McClain, D.R. (1976). *Journal of Marine Research*, 34, 131-141.