



EVOLUCIÓN DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO EN EL NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

Ángela Alonso Millán ⁽¹⁾ y José Luis Pagés Valcarlos ⁽²⁾

⁽¹⁾ *Departamento de Ciencias de la Navegación y de la Tierra. Fac. de Ciencias. Campus da Zapateira. Universidad de A Coruña. angelami@udc.es*

⁽²⁾ *C/ José Roibal. 10. 15173, Oleiros. A Coruña. pages@udc.es*

Abstract: In order to reconstruct the evolution of the relative sea curve during the deglaciation, since Younger Dryas to present, 58 cores were studied in the north-western coast of Spain. Most cores were obtained in estuaries but sediments from other littoral systems were also represented. The study has been based on palaeoenvironmental reconstruction by means of sedimentological analysis including litho and biofacies and isotopical information. The chronological aspect has been supported by 77 radiocarbon data, although the curve was constructed considering only the most reliable samples after applying several verosimilarity criteria. The curve must be considered as a statistical approximation due to the impossibility of precise quantification of intervening factors such as compaction, neotectonic and paleotidal range, all of them discussed in the text. The curve shows a continuous but pulsating rising of sea level in this area which is consistent with a Glacial Isostatic Adjustment model. The rise was very rapid from 11200 yr BP (Y.D?) when sea level was at -40 m below present position (high tide mean level) to the 7500 yr BP, when all the estuaries were flooded. Since 6800 to 4200 yr BP the sea level stabilized at about 5 to 7 m below present position and this situation favoured a new configuration of the coast, widening of dune barriers, creation of ponds, lagoons and peats and, in general, progradation of the sedimentary systems. Since 4200 yr BP the rise of sea level resumed in a complex manner, a first phase of acceleration until 3100 yr BP, a short one of stabilization of 500 years approximately and a final rise with variable rates till present. Today many of the littoral systems show signals of erosion due to the anthropically accelerated rise of the sea.

Key words: Sea level, evolution, Holocene, northwest Spain

Resumen: Con el objeto de reconstruir la curva de evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la península ibérica, se han estudiado 58 sondeos mecánicos de testigo continuo que recogen datos entre la Ría de Villaviciosa en Asturias y la laguna de Traba en la Costa de la Muerte en Galicia. El estudio se basa en análisis sedimentológicos, tanto de litofacies como de biofacies y en la datación por radiocarbono de 77 muestras, 40 de las cuales han sido utilizadas para la construcción de la curva. En ella se han diferenciado los principales tramos evolutivos, calculando las velocidades de subida para cada uno de ellos. Los datos más antiguos corresponden a 11200 a BP, cuando el nivel del mar se encontraba a 40 m por debajo del actual, a la entrada de las rías. La curva muestra que la subida fue muy rápida hasta los 7500 a BP aproximadamente, momento en el cual todas las rías habían sido inundadas. La velocidad de subida fue ralentizándose hasta que el nivel del mar prácticamente se estabilizó entre los 6800 y 4200 a BP, en una posición entre 5 y 7 m por debajo del actual. Durante esta etapa se alcanzó una configuración morfológica similar a la de hoy día, mediante la ampliación de las barreras dunares, la creación de las lagunas de agua dulce en relación con ellas y en general la progradación de los sistemas estuarinos. A partir de ese momento, la subida del nivel del mar se reanudó de forma irregular, con una primera etapa de aceleración hasta los 3100 a BP, otra de estabilización entre los 3100 y los 2600 a BP, y otra final de subida con velocidades que varían entre 1,5 y 0,5 mm/año. Actualmente, la subida media en este sector de la costa es de 2 mm/año y este hecho, junto con diversas actividades antrópicas, está provocando erosión en los acantilados y en numerosas playas, así como anegamiento en zonas de marismas.

Palabras clave: Nivel del mar, evolución, Holoceno, noroeste, Península Ibérica

Alonso Millán, A. y Pagés Valcarlos, J.L. (2010): Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el noroeste de la Península Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23 (3-4): 157-167.

Como la mayor parte de los estuarios de la costa oeste europea, las rías y estuarios del NO de Iberia fueron excavados durante etapas anteriores de bajo nivel del mar y, por tanto, también durante el último máximo glaciario (LGM). La reconstrucción paleogeográfica de la costa gallega durante esta etapa (Alonso y Pagés, 2007), muestra una costa formada por una franja litoral inclinada hacia el mar, una rampa, con una anchura media de 10 km. (mínimo 6 y máximo 15). Esta rampa estaba limitada hacia tierra por un escarpe de altura variable, entre 50 y 140 m que coincide en la actual situación de nivel del mar alto con los acantilados funcionales, ya que estos son resultado de un modelado policíclico originado durante las anteriores etapas de nivel del mar alto.

Durante toda la etapa de nivel del mar bajo se produjo la eliminación de los sedimentos e incisión de los valles fluviales existentes en la costa y de los pequeños entrantes costeros formados en zonas de alteración intensa, con la eliminación de prácticamente todo el registro previo. El brusco cambio de pendiente entre la llanura litoral y los relieves acantilados actuó de trampa sedimentaria durante la etapa de bajo nivel del mar, acumulándose en él depósitos procedentes de los deslizamientos y flujos de materiales formados por los procesos de solifración y soliflujión (depósitos «head»). Actualmente, al abrigo de los acantilados, todavía se conservan vestigios del registro anterior al holoceno, playas y dunas de anteriores niveles altos y depósitos «head» de la etapa fría, aunque en rápido proceso de desaparición debido a la intensa erosión costera actual (Alonso y Pagés, 2000, Pagés Valcarlos y Alonso Millán, 2006; Alonso y Pagés, 2007).

En este sector de la costa, la subida del nivel del mar durante la deglaciación produjo la rápida inundación de la estrecha franja litoral y penetró en los entrantes fluviales del relieve acantilado, originando la actual línea costera de morfología compleja, recortada y con amplias ensenadas (Rías Bajas, Golfo Ártabro, Rías Altas), numerosas cubetas o depresiones costeras y valles fluviales incididos e inundados (estuarios), que actuaron como trampas sedimentarias durante todo el Holoceno. El estudio de este registro permite, por tanto, conocer de una forma detallada las pautas evolutivas de la última transgresión.

La subida del nivel del mar durante la deglaciación ha sido estudiada por diversos autores. Boomer y Horton (2006), establecen la curva de la evolución del nivel del mar en la costa oriental de Gran Bretaña y Beets *et al.* (2003) y Hijma *et al.* (2009) curvas parciales en Holanda. En la península, Lario *et al.* (2002); Zazo *et al.* (2008) y Boski *et al.* (2008) estudian detalladamente la evolución durante todo el Holoceno en la costa sur atlántica peninsular, Naughton *et al.* (2007) y Vis *et al.* (2008) en los estuarios del Duero y del Tago respectivamente y Leorri y Cearreta (2009) en el Golfo de Vizaya. Todos los autores coinciden en que la subida fue muy rápida durante la deglaciación y el comienzo del Holoceno y que se produjo después una ralentización. La evolución posterior varía según los autores, desde una estabilización con oscilaciones (Zazo *et al.*, 2008) hasta etapas de bajada (Boski *et al.*, 2002 y 2008, Boomer y Horton, 2006).

El registro holoceno en el noroeste de la península ha sido estudiado tanto en la plataforma (Lantzsch *et al.*, 2009; Mohamed *et al.*, 2010) como en las Rías Bajas y lagunas litorales (González-Villanueva *et al.*, 2009; García-García *et al.*, 2005; Costas *et al.*, 2009; Bao *et al.*, 2007). En la plataforma se registran las variaciones climáticas y se dibuja un esquema simplificado de la evolución del nivel del mar. En las lagunas, el análisis de los sondeos permite un detalle algo mayor en cuanto a posiciones del nivel relativo del mar y tasas de sedimentación, aunque todos ellos estudian solamente la segunda mitad del Holoceno.

En este trabajo se estudian un total de 58 sondeos mecánicos de registro continuo. La gran cantidad de datos y el hecho de que todos los sondeos corten todo el registro hasta el basamento, ha hecho posible construir por primera vez en esta costa una curva completa y detallada de la evolución del nivel relativo del mar durante todo el Holoceno. Aun cuando algunos de los factores que controlan esa evolución son de carácter local, como el aporte sedimentario, la tectónica o la morfología, la curva marca unas pautas que pueden ser útiles en estudios similares en otros sectores de la costa atlántica.

Contexto

En la costa estudiada (Fig. 1) se presentan dos tramos bien diferenciados, el cantábrico y el atlántico, tanto por su morfología como por su constitución geológica, aunque comparten el rasgo de ser costas altas y acantiladas y un clima marítimo similar. Son costas mesomareales, con rango máximo entre 4,20 m y 4,40 m y medio de 2,75 m (datos de los puertos de Gijón y de A Coruña).

El tramo cantábrico es una costa formada por rocas metamórficas, predominantemente rectilínea y orientada en sentido E-W salvo en su extremo más occidental. Morfológicamente, destaca la presencia de un acantilado subvertical que limita las superficies de rasa a diferentes alturas, en general más bajas cuanto más occidental es su situación, en las que se encajan las desembocaduras fluviales formando estuarios de pequeñas dimensiones. La escasez de tramos de costa baja impide la formación de lagunas litorales. La presencia generalizada de la rasa desaparece al occidente de Foz donde se encuentran las rías de Viveiro, El Barquero y Ortigueira. El tramo atlántico es una costa recortada con tramos de dirección variable, formada por rocas metamórficas e ígneas, dentro de las cuales los granitos son muy abundantes. Aunque las superficies de rasas no llegan a desaparecer, ya no se presentan con la neta continuidad que caracterizaba al tramo cantábrico. Además, los acantilados pierden verticalidad, aunque mantienen alturas muy importantes. Los sistemas fluviales excavaron rías de pequeño y mediano tamaño, algunas complejas, como es el caso del Golfo Ártabro, que incluye las rías de A Coruña, Betanzos, Ares y Ferrol. La conjunción de diversos factores litológicos y estructurales favoreció la presencia, en sectores de costa baja, de lagunas litorales, algunas de las cuales continúan siendo funcionales mientras que otras han sido ya colmatadas.

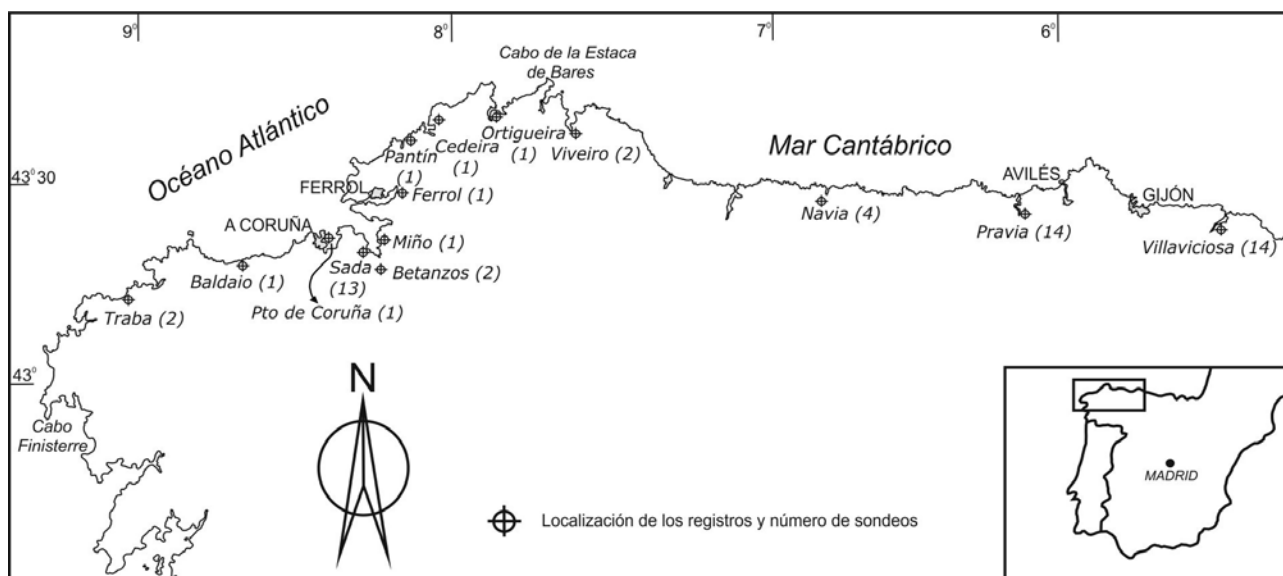


Figura 1.- Sector de la costa estudiado y situación de los sondeos

Metodología

En el tramo atlántico se han estudiado los sondeos realizados en las lagunas litorales de Baldaio (1 sondeo), Traba (2), Sada (13) y Miño (1), en los estuarios de Betanzos (2) y Ferrol (1), en el puerto de A Coruña (1) y en la Ría de Cedeira (1). En el tramo cantábrico se ha estudiado el registro de las rías de Villaviciosa (14 sondeos), Pravia (14) y Navia (4) en Asturias, y las rías de Viveiro (2) y de Ortigueira (1) en Galicia (Fig. 1).

Se han analizado detalladamente desde el punto de vista sedimentológico 19 sondeos, con el apoyo de los otros 39 y se han datado en total 77 muestras mediante radiocarbono. Con estos datos, se ha construido una curva de evolución del nivel relativo del mar durante la deglaciación y se ha reconstruido la paleogeografía de la costa NO de Iberia. Además, se han introducido en la curva los valores obtenidos en las lagunas litorales de agua dulce de Traba (2 sondeos) y de Pantín (1) para probar la fiabilidad de estos sistemas litorales como marcadores de la posición del nivel relativo del mar, ya que, aunque han sido utilizados para este fin por algunos autores (Bao *et al.*, 2007, Costas *et al.*, 2009), la impermeabilidad de las barreras arenosas que los protegen aún no había sido comprobada.

Los sondeos de Pantín, Traba, Baldaio y Miño fueron específicamente encargados para este trabajo y realizados mediante la técnica de rotación. Los restantes son sondeos realizados para estudios geotécnicos y cedidos por los organismos y empresas que los hicieron.

En todos los sondeos se realizó un análisis sedimentológico de facies mediante observación continua y toma de muestras a intervalos regulares. Las muestras se levigaron, con el objeto de realizar análisis granulométricos y, dentro de la fracción arenosa, se analizó la composición, tipo y forma de los granos, así como los componentes biogénicos fósiles, con objeto de caracterizar el ambiente de formación de cada nivel. Estos análisis, junto con el estudio de estructuras sedimentarias (laminaciones, ripples, bioturbación, etc.) permitieron diferenciar las zonas submareales de

las intermareales y, dentro de estas, las muestras que se formaron en las zonas arenosas bajas de las formadas en la parte intermareal alta y la marisma.

La toma de muestras para su datación por radiocarbono estuvo condicionada, lógicamente, por la existencia de facies con importante contenido en materia orgánica, por lo que no siempre fue posible obtener dataciones en posiciones regularmente espaciadas en las columnas. Se dataron 77 muestras, de las cuales 62 resultaron ser de edad holocena. De ellas se han considerado 40 lo suficientemente fiables como para ser utilizadas en la construcción de la curva de variación del nivel del mar que se presenta en este trabajo. Todas las dataciones las realizó el laboratorio Beta Analytic, de Miami, que proporcionó los cálculos de calibración de las mismas. En la tabla I se han representado los 40 puntos índice, con los datos de sus edades, facies y posiciones corregidas respecto al actual nivel del mar en marea alta.

Criterios utilizados para la construcción de la curva

Se han tenido en cuenta los siguientes criterios a la hora de elegir los 40 puntos:

Sólo se han considerado los registros en los que no existen dudas con respecto a su fiabilidad, así, no se han representado los datos en los que la secuencia de edades presenta anomalías (inversiones o mezclas) lo que puede indicar fallos en la obtención de los sondeos o en el manejo de las muestras.

Para la elaboración de la curva de evolución del nivel del mar se han corregido todas las alturas considerando la cota de la embocadura de cada sondeo en relación con el actual nivel del mar alto (posición NMA 0 m en las figuras).

Es evidente que el rango de marea introduce su propio índice de error, a añadir a los producidos por el método de datación y de obtención de las muestras. En principio se asume que el rango de marea fue similar al actual (aprox. 4 m), por lo que el intervalo de incertidumbre puede considerarse como +/- 2m.

Cada muestra ha sido interpretada sedimentológicamente, diferenciando los distintos ambientes y subambientes dentro del sistema litoral en el que se formó. Las muestras utilizadas en la construcción de la curva se han agrupado en tres categorías: a) Muestras de llanura intermareal, representadas en el gráfico como un punto y utilizadas para trazar la curva de posición del nivel del mar (siempre teniendo en cuenta que incluyen el rango mareal). Dentro de este grupo se han considerado las de llanura intermareal fangosa como las más fiables, puesto que representan precisamente el nivel más alto de influencia marina b) Muestras submareales, que se representan con un trazo hacia arriba, indicando que el nivel del mar estaría por encima de ese nivel. c) Muestras de lagunas de agua dulce, charcas y turberas interdunares, que se representan con un trazo hacia abajo, indicando que el nivel del mar estaría en principio por debajo de ese trazo.

Aparte de los factores más obvios que condicionan la transgresión holocena y quedan reflejados en su registro (topografía, nivel del mar, material disponible, actividad antrópica) existen otros cuya influencia es menos evidente (geotectónica y compactación diferencial de los sedimentos) pero que también

contribuyen a que aparezcan diferencias entre unos y otros puntos y a que la curva de variación obtenida tenga que ser considerada como una aproximación, aunque se estima bastante ajustada.

Las series estudiadas se apoyan directamente sobre un basamento rígido (excepto la de Villaviciosa, que se apoya sobre arcillas del Keuper), por lo que el factor de compactación sólo afecta a los propios sedimentos holocenos. Se ha recalculado la posición de las muestras de acuerdo con las compactaciones en los sondeos. La compactación máxima detectada fue de un 20%, aunque la mayoría de las veces era irrelevante. Por otra parte, el litoral noroeste de la península representa desde el punto de vista tectónico un eje de equilibrio entre la costa norte que se levanta y la atlántica portuguesa en la que se cita actividad tectónica (Alonso y Pagés 2007). La Ría de Villaviciosa representa dentro de la costa cantábrica un caso especial, en el que la actividad tectónica queda evidenciada por la especial configuración de la secuencia holocena, cuya geometría de acreción lateral indica un desplazamiento continuo del canal estuarino hacia el oeste (García Antón *et al.*, 2006). Por estos motivos, son los registros obtenidos entre Baldaio y Viveiro los que se consideran más

SONDEO	Nº en la figura 5	Prof. en sondeo (m)	Prof. corregida (m)	Código de laboratorio y método	EDAD ¹⁴ C (2σ cal BP)			FACIES
					Min	Med.	Max	
TRABA 1	1	2,4	2,4	Beta 177715 Std	2840	3000	3160	Fangos laguna (agua dulce)
	2	3,3	3,3	Beta 165861 Std	3700	3895	4090	Fangos, laguna
	3	3,8	3,8	Beta 165860 Std	5590	5665	5740	Fangos, laguna
TRABA 2	4	9,4	7,8	Beta 165862 Std	3990	4140	4290	Fangos interdunares
BALDAIO	5	2,0	1,0	Beta 228390 AMS	1010	1110	1210	Arenas bioclásticas intermareales
	6	6,0	5,0	Beta 228392 AMS	4020	4130	4240	Arenas bioclásticas intermareales
	7	8,4	7,4	Beta 228393 AMS	7000	7120	7240	Arenas bioclásticas intermareales
PUERTO DE CORUÑA	8	30,6	29,6	Beta 208815 AMS	7490	7555	7620	Fangos submareales
	9	33,0	32	Beta 208816 AMS	8180	8270	8360	Fangos submareales
	10	35,7	34,7	Beta 208817 AMS	9520	9720	9920	Fangos submareales
	11	39	38	Beta 208819 AMS	10420	10585	10750	Arenas bioclásticas intermareales
SADA	12	41	40	Beta 208818 AMS	11100	11190	11280	Arenas bioclásticas intermareales
	13	4,4	2,40	Beta 165863 Std	3730	3910	4090	Fangos interdunares
BETANZOS	14	18,6	16,60	Beta 165865 Std	9270	9400	9530	Fangos y canales intermareales
	15	5,7	1,0	Beta 208805 AMS	1820	1900	1980	Fangos de marisma
MIÑO	16	6,7	2,0	Beta 208808 AMS	1870	1950	2030	Fangos turbosos
	17	7,3	2,60	Beta 208806 AMS	2850	2970	3090	Fangos de marisma
	18	9,5	4,8	Beta 165867 Std	6770	6970	7170	Fangos y canales de marisma
	19	1,7	1,50	Beta 219218 AMS	1310	1405	1500	Arenas bioclásticas intermareales
FERROL	20	3,3	2,8	Beta 219217 AMS	2960	3095	3230	Arenas bioclásticas intermareales
	21	5,5	5,0	Beta 219216 AMS	4240	4380	4520	Arenas bioclásticas intermareales
	22	10,7	10,20	Beta 219214 AMS	8200	8320	8440	Fangos y arenas intermareales
PANTÍN	23	6,6	5,60	Beta 165870 Std	3800	3975	4150	Fangos bioclásticos intermareales
CEDEIRA	24	17,6	14,5	Beta 219219 AMS	8380	8510	8640	Turba
ORTIGUEIRA	25	12,9	6,6	Beta 177708 Std	6320	6510	6700	Fangos intermareales
VIVEIRO	26	2,7	0,9	Beta 165869 Std	740	855	970	Fangos de marisma
NAVIA	27	23,5	22,5	Beta 154345 Std	9510	9605	9700	Fangos demarisma
PRAVIA	28	11,1	11,1	Beta 179796 Std	5070	5265	5460	Arenas bioclásticas submareales
	29	17,7	17,7	Beta 179801 Std	8440	8550	8660	Fangos y arenas submareales
	30	25,3	25,3	Beta 179802 AMS	8690	8810	8930	Arenas bioclásticas canal estuarino
VILLAVICIOSA	31	8,8	3,8	Beta 177709 Std	3380	3510	3640	Fangos de marismas
	32	9,7	4,7	Beta 177712 Std	4440	4645	4850	Fangos de marismas
	33	11,3	6,3	Beta 177710 Std	5920	6095	6270	Fangos de marismas
	34	12,9	7,9	Beta 177713 Std	7420	7490	7560	Fangos de marismas
	35	17,0	12,0	Beta 177711 Std	8000	8200	8400	Fangos y arenas intermareales
PRAVIA 2	36	22,0	17,0	Beta 208813 Std	9020	9260	9500	Fangos y arenas intermareales
VILLAVICIOSA	37	2,7	2,2	Beta 154347 Std	970	1130	1290	Fangos de marismas
	38	3,0	2,5	Beta 154349 Std	2700	2775	2850	Fangos y arenas intermareales
	39	4,2	4,0	Beta 154348 Std	5640	5780	5920	Fangos y arenas intermareales
	40	4,6	4,1	Beta 154350 AMS	6890	7030	7170	Fangos y arenas intermareales

Tabla I.- Relación de los puntos índice utilizados para la construcción de la curva de evolución del nivel del mar. De izquierda a derecha, profundidades en sondeo, profundidades corregidas con respecto a la altura del nivel del mar actual en marea alta, edades cal BP e interpretación de las facies.

adecuados para el establecimiento de la curva de variación del nivel del mar.

Resultados

Tramo Atlántico

Lagunas litorales de agua dulce (Traba y Pantín, Fig. 2). Se desarrollaron como cubetas de alteración relativamente elevadas, por lo que el mar no llegó nunca a inundarlas. En esas depresiones costeras se formaron turberas (Pantín) y charcas o lagunas someras de agua dulce (Traba) que siempre estuvieron separadas del mar abierto por una amplia barrera arenosa. En Traba la barrera probablemente tuvo su máximo desarrollado alrededor de los 5000-6000 años, momento en que se formó la laguna, la cual, aunque nunca llegó a estar directamente conectada con el mar abierto, era alcanzada por los aerosoles provocados por los temporales, lo que afectaba a la salinidad de la misma. La evolución de la laguna respecto a la posición relativa del nivel del mar, junto con las condiciones ecológicas de la misma basándose en el análisis de diatomeas, fue publicado por los autores de este trabajo, junto con otros, en Bao *et al.* (2007). En Pantín, bajo 17 metros de arenas de origen eólico, aparecen facies de una turbera que fue activa entre los 8500 y los 6900 años BP. El nivel de turba mide 60 cm y ha proporcionado abundantes hojas de especies arbóreas bien preservadas que son actualmente objeto de estudio.

Lagoones (Miño, Sada y Baldaio, Figs. 2 y 3). Los dos primeros están situados en el interior del Golfo

Ártabro y Baldaio en mar abierto. En Miño el registro holoceno, que se apoya sobre 8 metros de sedimentos del Pleistoceno final, comienza con canales fluviales y sedimentos de arroyada intercalados con arcillas de marisma. Las primeras facies marinas aparecen a los 11,5 metros de profundidad y han sido datadas entre los 8000 y 8500 años BP. Las facies corresponden predominantemente a llanura intermareal arenosa y mixta. El lagoon es activo hoy día, aunque está prácticamente colmatado. En Sada, la reconstrucción se basa en la correlación de 13 sondeos. Los primeros niveles marinos, datados en torno a los 9500 años BP, aparecen a 19 metros de profundidad. El registro muestra facies correspondientes a niveles intermareales, de playa-barrera y de delta mareal asociado a la migración de la bocana. Actualmente el sistema está totalmente antropizado. En Baldaio aparecen 13 metros de sedimentos holocenos que se apoyan sobre materiales del Pleistoceno final. Las facies son siempre mareales, predominando las llanuras arenosas intermareales. El sistema es activo hoy en día. Finalmente, se han obtenido datos de un sondeo realizado en la población de Cedeira (Fig. 2) que corresponde a un antiguo lagoon hoy desecado y antropizado.

Estuarios. Las rías de Ferrol y Betanzos (Fig.3) se encuentran situadas en el Golfo Ártabro. En ambos casos, los sondeos estudiados se han obtenido en la parte interna de las rías. En Betanzos corresponden a una zona antropizada, completamente edificada, y perforaron 10 metros de sedimentos correspondientes a marismas y llanuras intermareales fangosas con intercalaciones de arroyadas intermitentes. No ha sido posible precisar la

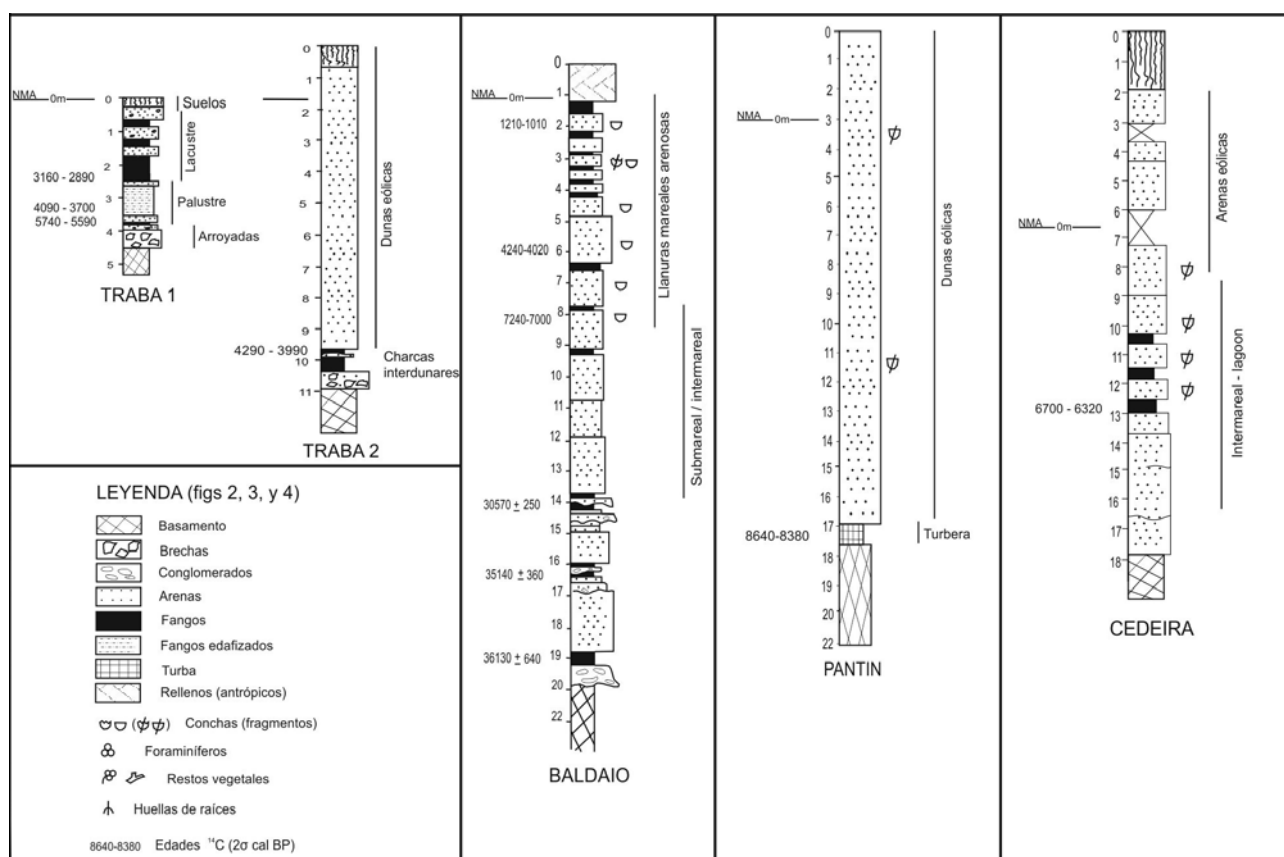


Figura 2.- El registro holoceno en las lagunas atlánticas.

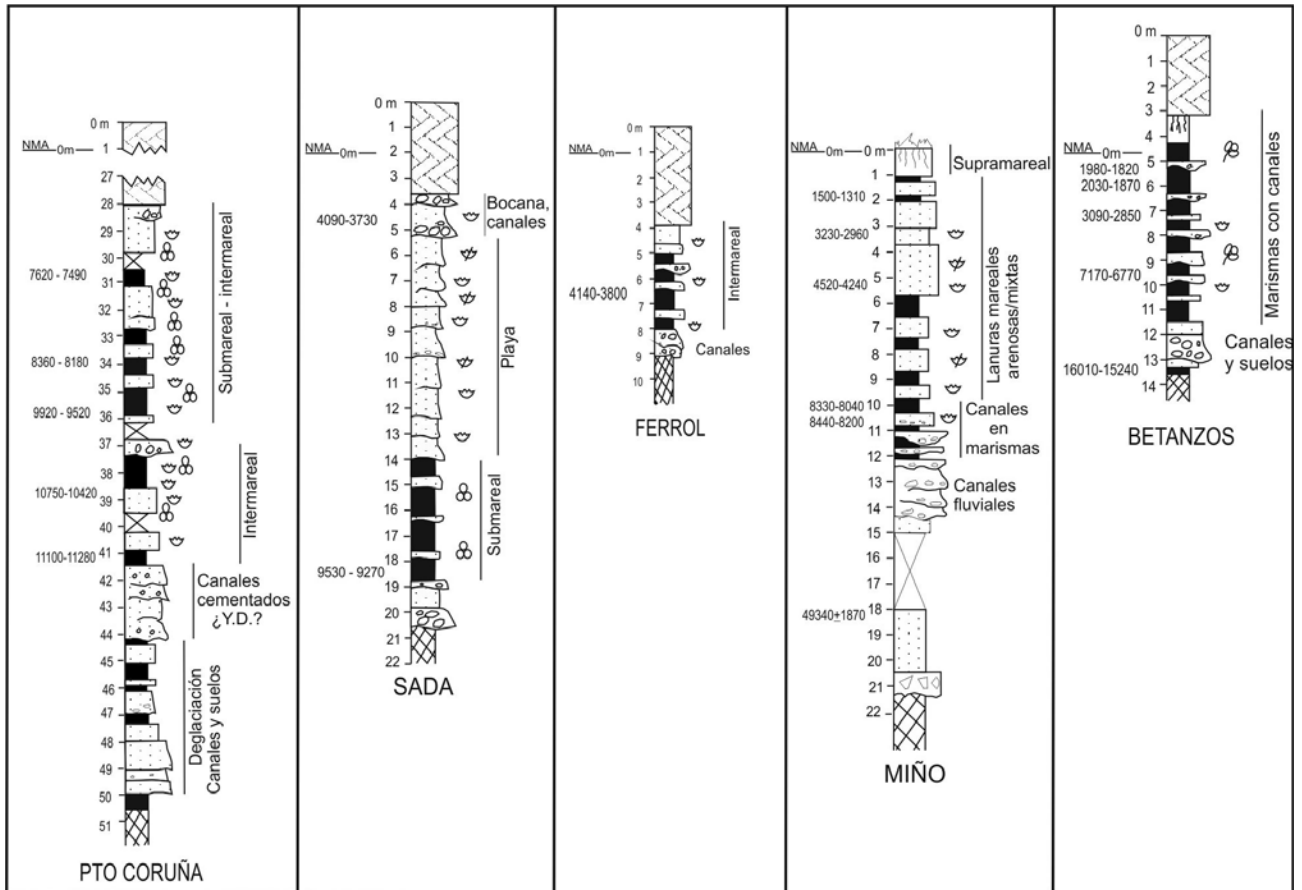


Figura 3.- El registro holoceno en el Golfo Ártabro.

edad de la base, aunque los primeros sedimentos datados arrojan una edad media de 6970 a BP. El sondeo de Ferrol es uno de los realizados para la construcción de los pilares de un puente de una autovía. Aparecen también facies intermareales, sobre todo de llanura fangosa ya que se trata de una zona muy interna de la ría. Sólo está representada la parte superior del Holoceno.

Puerto de A Coruña (Fig. 3). El sondeo se realizó en un muelle apoyado sobre un relleno de 28 metros de espesor que se sitúa a la entrada del Golfo Ártabro, es decir, en la zona que conectaba la franja litoral expuesta durante el LGM con el amplio valle que hoy es la Ría de A Coruña. Este sondeo ha proporcionado uno de los datos más significativos al dar la situación del nivel mar en el pre-Holoceno. La base la constituyen 4 metros de niveles arenosos y micro conglomerados de cantos angulosos, muy compactados. Se formaron durante la etapa tardiglaciaria, probablemente durante el Younger Dryas. Los primeros niveles marinos, que se apoyan sobre ellos, se encuentran a 41 m de profundidad, y han sido datados en 11.200 a. BP. Se trata de niveles de fangos con conchas, interpretados como intermareales, que pasan hacia techo a arenas y arcillas fosilíferas interpretadas como facies submareales.

Tramo Cantábrico

Estuarios en Galicia (Ortigueira y Viveiro). El estuario de Viveiro (Fig. 4) registra todo el Holoceno y muestra que el mar penetró en el estuario muy pronto,

alrededor de los 9500 a. BP. El sondeo de Ortigueira se realizó en una zona recuperada y registra 1,90 metros de fangos negros correspondientes a facies de llanura fangosa muy moderna. No se ha representado debido a que aporta poca información.

Estuarios en Asturias (Navia, Pravia y Villaviciosa, Fig. 4). Los sondeos de las rías asturianas se realizaron para estudios geotécnicos de los puentes de la Autovía del Cantábrico, por lo que en los tres casos sus emplazamientos se situaron a lo largo de unas trazas perpendiculares a los valles. Esto ha posibilitado la correlación de las facies y la oportunidad de interpretar la geometría del depósito así como las características de la secuencia completa de relleno. Los estuarios de Villaviciosa y Pravia presentan dos casos completamente diferentes de registro sedimentario aunque reflejando ambos una secuencia de colmatación. En Villaviciosa se comienza con facies de canales que pasan a llanuras mareales. Las primeras facies marinas aparecen a 4,5 metros de profundidad y tienen una edad de alrededor de 7000 años BP. En la correlación se aprecia una clara geometría de acreción lateral, producida por la migración hacia el oeste del canal estuarino forzado por la tectónica. Esta interpretación, que se apoya no sólo en el análisis detallado de las litofacies y biofacies, sino también en las dataciones realizadas, fue publicado por los autores de este artículo entre otros en García Antón *et al.* (2006).

En Pravia, los 14 sondeos se disponen a lo largo de una traza que corta el valle en una zona bastante interna

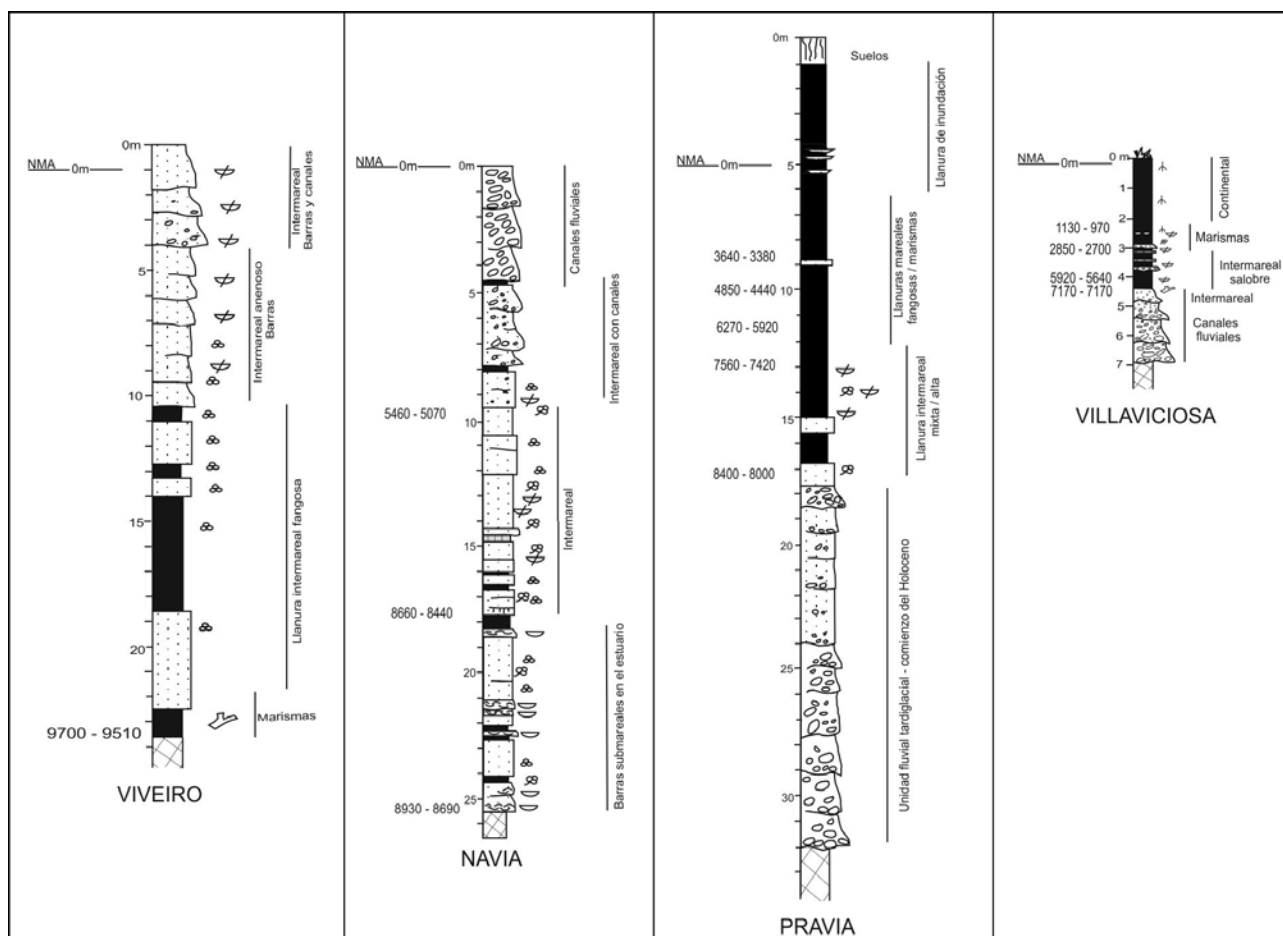


Figura 4.- El registro holoceno en los estuarios del tramo cántabro.

del estuario, actualmente sin influencia marina excepto por la oscilación de la lámina de agua en el canal como reflejo de la marea. Los primeros sedimentos marinos son de origen intermareal, tienen edades comprendidas entre los 9200 y 8200 BP y se apoyan directamente sobre 14 m de conglomerados fluviales, probablemente de edad tardiglacial. La secuencia holocena tiene tendencia regresiva, reflejando esa colmatación (Fig. 4). En cuanto a los sondeos de Navia, realizados en una zona más externa del estuario, reflejan una situación muy diferente ya que los primeros sedimentos marinos, datados en aprox. 9000 BP, se apoyan directamente sobre el basamento y son sedimentos de barras y canales submareales. El registro refleja también una secuencia de colmatación, acabando con canales fluviales de conglomerados (Fig. 4).

Discusión

En la figura 5A se representa la curva de variación del nivel del mar a lo largo del Holoceno. Cada muestra ha sido numerada en el mismo orden que en la tabla I, donde se resumen sus características.

En la figura 5B se han representado las velocidades de subida / tasas de sedimentación utilizando la curva formada por los valores medios y considerando los tramos más significativos, es decir, los situados entre los cambios de pendiente más evidentes. Los cálculos se han hecho considerando las edades medias (Tabla I).

Significativamente, son únicamente las lagunas de agua dulce o turberas de Traba y Pantín las que proporcionan los dos valores aparentemente anómalos, puesto que son facies continentales situadas por debajo de la curva de nivel del mar (1,8 y 1,5 m respectivamente). Se interpreta como evidencia de la eficaz protección de las amplias barreras dunares que las protegen, por lo que se concluye que estos sistemas no resultan fiables por sí solos como marcadores de la posición relativa del mar.

Evolución de la transgresión holocena

Evolución del nivel del mar. La figura 5 muestra que la evolución del nivel del mar en esta costa se ajusta a un modelo de subida continua durante todo el Holoceno. La curva comienza en el evento frío del Younger Dryas y el inmediato pulso de fusión glacial MWP-1B (Bard *et al.*, 2010). A grandes rasgos, esta subida fue extraordinariamente rápida hasta los aproximadamente 7500 a BP y presenta una etapa de estabilización en el Holoceno medio, un esquema que se reconoce en toda la bibliografía reciente sobre el tema. A partir de ese momento se produjeron pulsos en los que alternaron etapas de estabilización con momentos de aceleración.

En detalle, la evolución fue como sigue: Al reanudarse la deglaciación tras el episodio frío del Younger Dryas el nivel del mar se encontraba a 40

metros por debajo del actual, y no había penetrado en las rías. Entre los 11200 y los 9400 a BP la velocidad media de ascenso fue de 11,5 mm/a, que es aproximadamente la media desde el comienzo de la deglaciación (considerando el comienzo en los 18000 a BP y una posición inicial de menos 110 m, según datos generalmente aceptados). La ralentización a partir de ese momento es paulatina, aunque se aprecia una inflexión a los 9400 a BP, en que se pasa a velocidades de 7 mm/a, y otra a los 8100 a BP, en que la velocidad de subida decae hasta los 3,6 mm/a. Estos cambios de ritmo son significativos, porque coinciden con el primer episodio de cambio climático a condiciones más frías de Mayeswki *et al.* (2004) y el evento climático frío y seco de 8200 a BP.

A partir de los 6800 a BP la curva muestra un tramo horizontal o casi horizontal, lo que indica que el nivel del mar se estabilizó en una posición entre los -5 y -7 m por debajo del actual durante una etapa que, en esta costa, duró aproximadamente 2600 años. Esta etapa de estabilización (Óptimo climático) ha sido plenamente identificada en trabajos del entorno del Atlántico norte, muchos de cuyos autores la relacionan con el máximo transgresivo (Moura *et al.*, 2007; Boomer y Horton 2006.; Boski *et al.* 2002, 2008; Zazo *et al.*, 2008; Vis *et al.*, 2008; González-Villanueva *et al.*, 2009).

La evolución del nivel del mar durante la segunda mitad del Holoceno ha sido estudiada por Leorri y Cearreta (2004) en la Ría de Bilbao, donde sólo identifican un pulso transgresivo en el entorno de los 3000 a. BP. En el sur, Dabrio *et al.* (2000) observan que en el golfo de Cádiz la evolución a partir de los 4000 a BP debió ser a pulsos, pero que han sido enmascarados por los abundantes aportes fluviales. Zazo *et al.* (2008), para esa misma zona, concluyen que el nivel actual del mar se alcanzó alrededor de los 5000 a BP y que desde entonces ha habido mínimas oscilaciones de no más de 1 m.

La estabilización del nivel del mar (en una posición entre -5 y -7m) terminó en este sector en los 4200 a BP, iniciándose una subida que le lleva a su posición actual. Sin embargo, esta subida no fue homogénea sino que se pueden diferenciar varias fases con una tendencia general a la deceleración. Entre los 4200 y los 3100 a BP se produjo una subida relativamente rápida (2,7 mm/a) seguida de una fase de estabilización que acabó en el 2600 a BP. Durante esta fase el ritmo de subida cayó hasta los 0,3 mm/a y el nivel se mantuvo durante 500 años a una altura de unos 3 metros por debajo del actual. González-Villanueva *et al.* (2009) identifican en la laguna de Louro, en la Ría de Muros, la etapa entre los 6000 y los 5800 a BP como el máximo eustático, seguida de otra de estabilidad y agradación entre los 4000 y los 3500 a BP y, finalmente, varias secuencias fining-upwards de unos 1000 años de duración. Aun cuando los pulsos no son coincidentes, la tasa de sedimentación que dan entre los 6000 y los 3000 a BP (0,88 mm/a) es casi idéntica a la que se obtendría en este trabajo si se hiciera la media simplificando la curva en ese intervalo (0,9 mm/a).

Entre los 2600 y los 1900 a BP hay un nuevo impulso de subida con una velocidad de 1,5 mm/a y se enlaza con el presente a través de una subida ralentizada con un ritmo medio de entre 0,5 y 1 mm/a.

En el momento actual, la velocidad de subida media se ha incrementado claramente. Ha sido calculada para este trabajo con las series de datos más largas suministradas por los mareógrafos (Permanet Service of Mean Sea Level) de A Coruña (1,5 mm/a con una serie de 66 años), de Vigo (2,6 mm/a, serie de 61 años) y de Santander (2,2 mm/a, serie de 61 años). Esta aceleración reciente de la subida del nivel del mar tiene efectos importantes en todos los sistemas costeros (Lorenzo *et al.*, 2007; Alonso Millán y Pagés 2005).

La secuencia holocena. El estudio sedimentológico de los sondeos muestra que en todos los casos, tanto en el tramo cantábrico como en el atlántico, aparece una secuencia transgresivo – regresiva asimétrica, que responde a una rápida subida del nivel del mar, seguida de una progresiva pero neta continentalización. Responde así al mismo modelo secuencial registrado en la Iberia no mediterránea, como por ejemplo Leorri y Cearreta, (2009) en el País Vasco; Vis *et al.* (2008) y Boski *et al.* (2008) en Portugal o Dabrio *et al.* (2000) en la costa de Cádiz. La secuencia comienza en algunas rías con las facies fluviales del final del Pleistoceno (lowstand system tract). En la mayoría, se depositaron en la base las facies transgresivas (transgressive system tract) terminando en las facies someras de progradación estuarina de estabilización (highstand system tract). Así, las facies más marinas aparecen en las bases pasando paulatinamente a facies intermareales, facies de marisma y, ocasionalmente, a continentales. Varios de los trabajos mencionados interpretan esta parte superior de la secuencia como la respuesta a oscilaciones del nivel del mar, sin embargo, la curva aquí elaborada demuestra que al menos en este sector de la costa la tendencia no refleja ninguna etapa de bajada del nivel del mar sino, simplemente, la progradación de las facies continentales en los momentos de ralentización de la subida del mismo, progradación que en ciertos casos ha terminado por colmar los estuarios. Esta tendencia de subida continuada es en detalle algo más compleja, presentando etapas de aceleración y ralentización, como ya se ha visto, las principales de las cuales responden al siguiente esquema:

Las facies observadas y las dataciones realizadas indican que el anegamiento de las rías se produjo muy pronto, favorecido por el hecho de que los valles habían sido incididos y vaciados en la anterior etapa de bajo nivel del mar durante el LGM. Los registros obtenidos en las partes externas de los estuarios muestran que alrededor de 9000 a BP el mar había alcanzado las zonas abiertas o próximas a la desembocadura del canal estuarino (casos de Sada, Viveiro y Navia). Las profundidades respecto al nivel del mar actual eran de -18,5; -19 y -23 respectivamente. Alrededor de los 8.500 a BP, la parte interna del estuario de Navia quedó anegada y, en torno a los 7.500 a BP, la del de Villaviciosa. La subida del nivel del mar fue por tanto muy rápida en la primera parte del Holoceno.

Tanto los análisis sedimentológicos como los isotópicos (Benito *et al.*, 2009) muestran que los niveles inferiores corresponden a las facies más marinas, lo que es típico de una situación transgresiva rápida como la que se dio en esta costa, favorecida

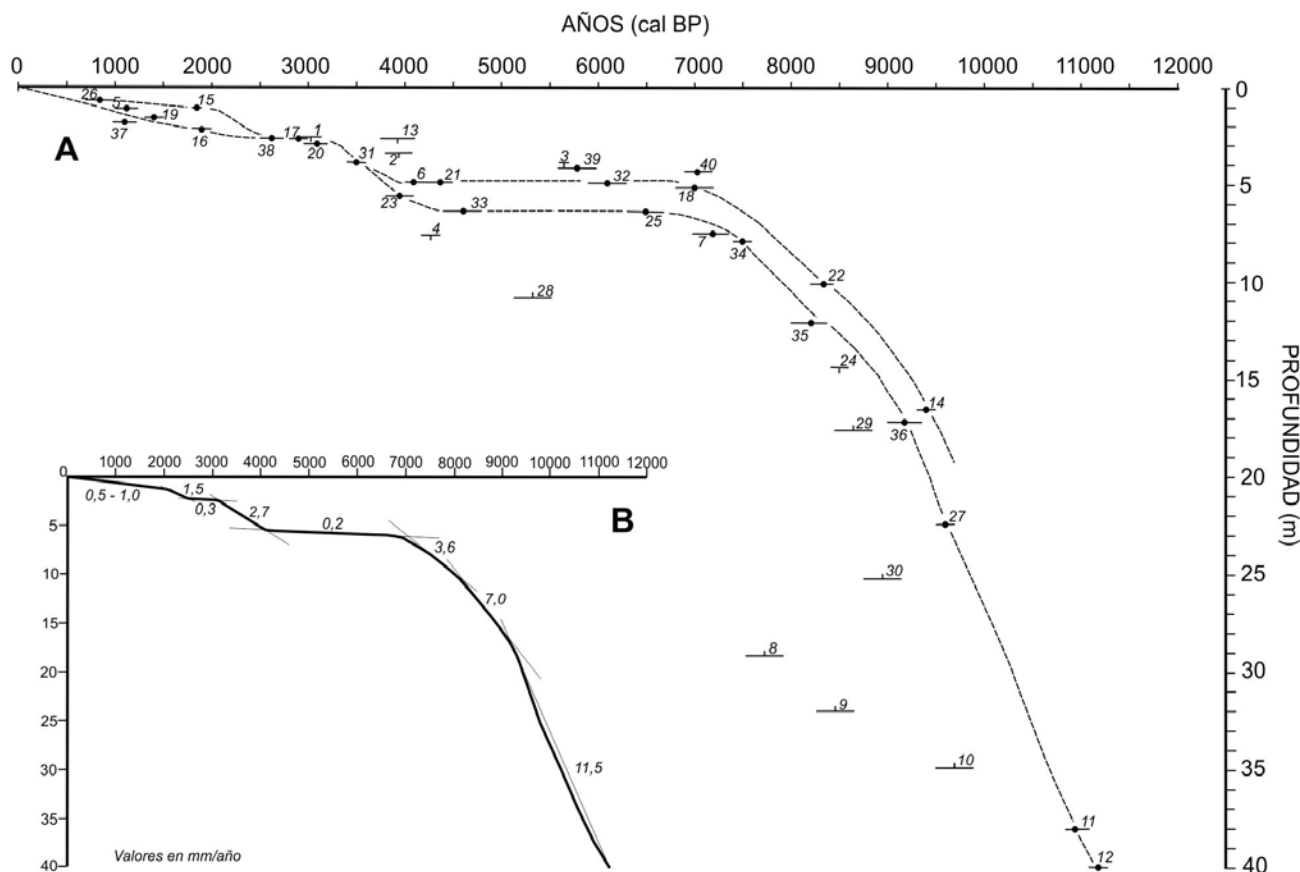


Figura 5.- A) Curva de evolución del nivel del mar. Los números corresponden a las muestras en los diferentes sondeos (ver Tabla 1 y explicación en el texto). B). Curva de valores medios. Cálculo del ritmo de subida/tasa de sedimentación para los principales tramos diferenciados

como se ha dicho por la situación de valles vaciados. Las diferencias morfológicas entre las distintas rías, así como otros factores locales como la cantidad y tipo de sedimentos aportados por los ríos o la geotectónica, fueron los responsables de las diferencias entre los registros.

La rápida subida se mantuvo hasta los 6800 a BP aproximadamente, momento en el que se produjo un cambio muy brusco. Las tasas de sedimentación para estas etapas se han calculado en los estuarios de Navia y Pravia en la costa norte y en el sondeo del puerto de A Coruña en la costa atlántica. Los valores obtenidos han sido de entre 5,7 y 5,2 mm/a hasta el 6800 BP y a partir de ese momento se produjo una disminución de la tasa de sedimentación que en el periodo entre 6800 y 4200 BP bajó hasta 2 mm/a.

La etapa de estabilización del Holoceno medio tuvo una importancia crucial en la configuración morfológica del litoral. En este sector el mar alcanzó presumiblemente la base de los paleoacantilados, comenzando un nuevo ciclo de su modelado, lo que supuso un incremento notable en la acumulación de sedimentos de deriva litoral, es decir, un dominio neto del aporte sedimentario (Arribas *et al.*, 2010). Los sistemas litorales playa-duna y lagoon-barrera se ampliaron en centenares de metros. Debido a este hecho, en algunas zonas se crearon lagunas litorales de agua dulce debido a la retención de la escorrentía y a la

impermeabilidad de las barreras, así como turberas de pequeña entidad en las zonas interdunares. Este proceso ha sido detectado también en el entorno de las Rías Bajas (Costa *et al.*, 2009; García-Villanueva *et al.*, 2009) y en Portugal (Bao *et al.*, 1999). En los estuarios comenzó la progradación de los sedimentos con la consecuente formación de secuencias con tendencia regresiva, pasando de facies inter y submareales en la base, a facies de marismas e incluso a facies supramareales.

En el sector sur peninsular (Moura *et al.*, 2007) y en otras zonas del atlántico norte (Boomer y Horton, 2006), el Holoceno medio se considera el máximo transgresivo y a partir de ese momento una bajada del nivel del mar. Evidentemente es la tectónica local el factor determinante, por lo que las variaciones entre los diferentes sectores son esperables. En este sector en concreto el análisis de la secuencia, junto con los datos de la curva, muestran que el máximo transgresivo (en el sentido de máxima penetración del mar en los entrantes costeros) se produjo alrededor de los 7500 BP, cuando había invadido ya todas las rías, desde la de Villaviciosa en Asturias hasta la de Betanzos al fondo del Golfo Ártabro (Pagés Valcarlos y Alonso Millán, 2006). Durante la etapa de estabilización del Holoceno medio el nivel del mar se encontraba, en este sector de la costa española, entre los -5 y -7 m. y tras ella, la subida se reanudó de forma continua, aunque con varios pulsos

de velocidad decreciente, con una corta etapa de estabilización alrededor de los 3000 a BP. Durante la segunda mitad del Holoceno se produjo la progradación de los sistemas estuarinos y litorales y el registro sedimentario muestra una tendencia a la somerización hacia techo. No ha sido posible, sin embargo, identificar secuencias individuales, para lo cual habría sido necesario disponer de varios sondeos en transectos longitudinales en los estuarios.

La situación actual está condicionada por una acelerada subida debida al cambio climático. A lo largo de toda la costa se está produciendo erosión en acantilados, playas y sistemas dunares, así como el anegamiento de marismas en ciertos estuarios donde el suministro de arcillas fluviales ha sido interrumpido por las canalizaciones.

Conclusiones

La subida del nivel del mar durante la deglaciación holocena estuvo condicionada por la morfología costera, constituida por una rampa litoral de abrasión, formada durante etapas anteriores de nivel del mar alto, que terminaba en acantilados policíclicos cortados por valles fluviales que habían sido incididos y vaciados durante el LGM.

La franja litoral fue inundada muy rápidamente, encontrándose el nivel del mar en el 11200 a BP en una posición de 40 metros por debajo del actual, a la entrada de las rías.

La subida continuó al mismo ritmo, penetrando el mar rápidamente en los valles vaciados. Dependiendo de su morfología y topografía, todas las rías fueron inundadas entre los 9000 y los 7500 a BP, momento en el cual podemos considerar el máximo transgresivo en la zona, es decir cuando el mar penetró mas profundamente en los entrantes costeros. Se situaba en ese momento en torno a los 8 metros por debajo del actual.

El Holoceno medio marca una etapa relativamente amplia (entre los 6800 y los 4200 a BP aproximadamente) en el que el nivel del mar prácticamente se estabilizó, a una altura de entre 5 y 7 metros por debajo del actual.

Esta etapa supuso un cambio importante en la configuración del litoral, ya que significó una etapa de dominio sedimentario. Así, hubo una ampliación de las barreras arenosas, se formaron las lagunas litorales de agua dulce y las turberas y, en general, la progradación neta de los sistemas litorales y prismas estuarinos.

El registro holoceno en esta costa se manifiesta como una secuencia asimétrica con las facies mas marinas en la base que pasan a techo a facies de marisma o de llanuras aluviales.

Alrededor de los 4200 a BP la subida del nivel del mar se reanudó con aceleraciones y ralentizaciones. Se identifica una primera etapa de aceleración entre los 4200 y los 3100 a BP y una final de subida con un ritmo variable entre 1,5 y 0,5 mm/a. Entre ambas hay una corta fase de estabilización entre los 3100 y los 2600 a BP

Considerando las series de datos del PSMSL para las ciudades de Santander, A Coruña y Vigo, actualmente el nivel del mar está subiendo a un ritmo

de entre 2,6 y 1,5 mm/año. Por lo tanto, la subida del nivel del mar se ha acelerado en el último siglo. Como consecuencia, en este sector de la costa existen evidencias de erosión tanto en los tramos de acantilados como en numerosas playas y de anegamiento en algunos sistemas de marismas en los que se han efectuado trabajos de canalización u otras actuaciones.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por el Ministerio de Ciencia y Tecnología español mediante el proyecto CGL2004-0048BTE. Es también una contribución al proyecto IGCP No. 495 Quaternary Land-Ocean interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses. Agradecemos al personal técnico de las empresas de geotecnia Ferroviaria, Construcciones y Contratas, Norcontrol, Geonor y Labornosa, su ayuda al facilitarnos el acceso a muchos de los sondeos utilizados en este estudio. Asimismo, a D. Manuel Hacar, geólogo, quien hizo de intermediario en dichos contactos. Nuestro agradecimiento a dos revisores anónimos cuyos comentarios han ayudado a mejorar el texto.

Referencias

- Alonso, A y Pages, J.L. (2000): El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral Noroeste de la Península Ibérica. Márgenes Cantábrico y Atlántico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 13. 1: 17-29
- Alonso Millán, A. y Pages, J.L. (2005): La transgresión holocena en el noroeste peninsular. En: *Iberian Coastal Holocene paleoenvironmental Evolution*. 85-88. Coastal Hope Conference. Lisboa
- Alonso, A. y Pagés, J.L. (2007): Chronostratigraphy of Late Pleistocene coastal deposits In Northern Spain: Tectonic Implications. *Journal of Iberian Geology*. 33 (2): 67-80
- Arribas, J., Alonso, A. Pagés, J.L. y González Acebrón, L. (2010): Holocene transgression recorded on sand composition in the mesotidal Galician coastline (NW Spain). *The Holocene*. 20 (3): 375-393
- Bao, R., Freitas, M.C. y Andrade, C (1999): Separating eustatic from local environmental effects: a Late Holocene record of coastal change in Albufeira lagoon, Portugal. *The Holocene*, 9 (3): 341-352.
- Bao, R., Alonso, A., Delgado, C. y Pagés, J. L. (2007): Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5,700 cal yr BP. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 247: 296-312
- Bard, E., Hamelin, B. y Delanghe-Sabatier, D. (2010): Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* 327: 1235-1237.
- Beets, D.J., De Groot, Th.A.M., y Davies, H.A. (2003): Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology*, 158: 117-144.
- Benito, M.I., Santaolalla, E., Alonso-Millán, A., Pagés, J.L., Mas, J.R., González-Acebrón, L., Arribas J. (2009): The Holocene Transgression In The Navia Estuary: Constraints From The Stable Isotopic Record Of Benthic Forams. Asturias, Nw Spain *IAS Meeting*.44-45. Alghero, Corcega.
- Boomer, I. y Horton, B.P. (2006): Holocene relative sea-level movements along the North Norfolk Coast, UK.

- Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 230: 32-51
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, A., Duarte, D., Scott, D.B., Fernandes, S.G. (2002): Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*. 150: 103-122.
- Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C. y Santana, P. (2008): Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 77: 230-244
- Costas, S., Muñoz Sobrino, C., Alejo, I. y Pérez-Arlucea, M. (2009): Holocene evolution of a rock-bounded barrier-lagoon system Cíes Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms*. 34: 1575-1586
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A. y Flores, J.A. (2000): Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162 (2-4): 381-404.
- García Antón, M., Gil Romera, G., Pages, J.L. y Alonso Millán, A. (2006): The Holocene pollen record in the Villaviciosa Estuary (Asturias, North Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 237: 280-292.
- García-García, A., García-Gil, S. y Vilas F. (2005): Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology* 220: 153-179.
- González-Villanueva, R. Pérez-Arlucea, M. Alejo, I. y Goble, R. (2009): Climatic-related factors controlling the sedimentary architecture of a Barrier-Lagoon complex in the context of the Holocene transgression. *Journal of Coastal Research* 56: 627-631.
- Hijma, M.P., Cohen, K.M., Hoffmann, G., Van der Spek, A.J.F y Stouthamer, E. (2009): From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Geologie en Mijnbouw*. 88, 1: 13-53
- Lantzsich, H., Hanebuth, T.J.J., Bender, V.B. y Krastel, S. (2009): Sedimentary architecture of a low-accumulation shelf since the Late Pleistocene. *Marine Geology* 259: 47-58.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V. (2002): Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International*. 93-94: 171-176.
- Leorri, E. y Cearreta A. (2004): Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*. 51: 75-94.
- Leorri, E. y Cearreta, A. (2009): Antropocene versus Holocene relative sea-level rise rates in the southern Bay of Biscay. *Geogaceta*, 46: 127-130
- Lorenzo, F., Alonso, A. y Pagés, J.L. (2007): Erosion and accretion of Beach/spit systems in Northwest Spain: A response to human activity. *Journal of Coastal Research*. 23 (4): 834-845
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. y Steig, E.J. (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62: 243-255.
- Mohamed, K.J., Rey, D., Rubio, B., Vilas, F. y Frederichs, Th. (2010): Interplay between detrital and diagenetic processes since the last glacial maximum on the northwest Iberian continental shelf. *Quaternary Research* 73: 507-520.
- Moura, D., Veiga Pires, L., Albardeiro, T., Boski, T., Rodrigues, A.L., Tareco, H. (2007): Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*. 237: 127-142.
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Drago, T., Freitas, M.C. y Oliveira, A. (2007): Holocene Changes in the Douro Estuary (Northwestern Iberia). *Journal of Coastal Research*. 23, 3: 711-720
- Pagés Valcarlos, J.L. y Alonso Millán, A. (2006): Evolución holocena del paisaje litoral del noroeste de la Península Ibérica. En: *Geomorfología y Territorio*. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. (Ed. Santiago de Compostela): 443-456.
- Vis, G.-J., Kasse, C. y Vandenberghe, J. (2008): Late Pleistocene and Holocene palaeogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews* 27: 1682-1709.
- Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F., Roquero, E. (2008): The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean. *Quaternary International*. 181: 72-87

Manuscrito recibido el 18 de marzo de 2011

Aceptado el manuscrito revisado el 12 de mayo de 2011