

Rasgos morfosedimentarios de los sistemas de canales medio-oceánicos de la llanura abisal de Vizcaya

Morphologic characterisation of the Biscay abyssal plain deep-sea channels system

Gloria Jané⁽¹⁾, Estefanía Llave⁽¹⁾, Adolfo Maestro⁽¹⁾, Jerónimo López-Martínez⁽²⁾, Gemma Ercilla⁽³⁾, Antonio Barnolas⁽¹⁾, José Ramón de Andrés⁽¹⁾, Daniel González-Aller⁽⁴⁾ y Manuel Catalán-Morollón⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. g.jane@igme.es, e.llave@igme.es, a.maestro@igme.es, a.barnolas@igme.es, jr.deandres@igme.es

⁽²⁾ Departamento de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. jeronimo.lopez@uam.es

⁽³⁾ Instituto Ciencias del Mar, CSIC. Paseo Marítimo de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona. gemma@icm.csic.es

⁽⁴⁾ Instituto Hidrográfico de la Marina, Plaza San Severiano, 3, 11007 Cádiz. daniga@fn.mde.es

⁽⁵⁾ Real Instituto y Observatorio de la Armada, Cecilio Pujazón s/n, 11110 San Fernando, Cádiz. mcatalan@roa.es

ABSTRACT

The Biscay abyssal plain has been analyzed based on bathymetry data and very high resolution seismic profiles obtained since 2001 under the scientific research project of the ZEEE. Preliminary results of the morpho-sedimentary study reveal the presence of two deep-sea channel systems named Cap Ferret and Armorican, with a total length of 700 km and around 5,000 m of water depth. The development of these systems has its origin south of the Celtic-Armorican and west of Cap Ferret turbiditic systems, both joining at the southern zone of the Charcot highs. At this part a main system, with straight stretches erosive channels along the A Coruña High, and a secondary system, characterised by more sinuous and depositional channels, are developed. They all converge towards the Theta Gap, connecting the Biscay and Iberia abyssal plains. The genesis of the deep-sea channel systems is likely linked to the continuation of turbiditic processes generated in the adjacent continental margins, but amplified by the action of bottom currents. Their recent development appear to be controlled by climatic and eustatic fluctuations, as well as a strong structural control, which has conditioned the location, type of flow, erosion / deposition and its recent ranking.

Key-words: Deep-sea channels, geomorphology, sedimentary systems, abyssal plains, continental margins of Galicia and Cantabrian Sea.

RESUMEN

En este trabajo se pone de manifiesto la existencia de un complejo sistema de canales medio-oceánicos en la llanura abisal de Vizcaya a partir de la información batimétrica, de reflectividad y de perfiles sísmicos de muy alta resolución obtenidos desde 2001 en el marco del proyecto de Investigación Científica de la ZEEE. Los resultados preliminares del estudio morfológico revelan la presencia de dos sistemas de canales submarinos, con una longitud total de unos 700 km y a una profundidad alrededor de 5.000 m. El desarrollo de estos sistemas tiene su origen al norte en el sistema turbidítico Céltico-Armoricano y al este en el sistema turbidítico de Cap Ferret. Los sistemas de canales se unen frente a los altos estructurales de Charcot. Hacia el sur se diferencia un sistema principal, con canales erosivos y tramos rectilíneos bordeando el Alto de A Coruña, y un sistema secundario, con mayor sinuosidad y agradación sedimentaria en la mayoría de los canales. Todos ellos convergen en un estrechamiento morfoestructural denominado Theta Gap que da paso a la llanura abisal de Iberia. Este sistema de desagüe submarino está probablemente vinculado tanto a cambios climáticos y eustáticos, como a un fuerte control estructural lo cual ha condicionado la localización, el tipo flujo, la erosión/depósito y su reciente jerarquización.

Palabras clave: Canales medio-oceánicos, geomorfología, sistema sedimentario, llanuras abisales, márgenes continentales Cantábrico y de Galicia.

Geogaceta, 50-2 (2011), 141-144.

ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 15 de Febrero de 2011

Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011

Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

Los márgenes continentales Cantábrico y de Galicia están poco estudiados desde el punto de vista de su evolución morfoestructural y morfosedimentaria reciente (Vanney *et al.*, 1979, Ercilla *et al.*, 2009, Iglesias, 2009). Se trata de un margen morfológicamente complejo debido a que se ha visto afectado por procesos de adelgazamiento y extensión litosférica iniciados en el Jurásico (Boillot *et al.*, 1979), conectados con la apertura del océano Atlántico y la consi-

guiente individualización de las placas Norteamericana, Euroasiática y Africana y posteriormente sufriendo una etapa compresiva asociada a la orogenia Alpina. El margen continental de Galicia está limitado por la llanura abisal de Vizcaya al norte y la llanura abisal de Iberia al oeste, que se extienden a partir de los 5.000-5.300 m de profundidad, y conectadas a través del Theta Gap (Heezen *et al.*, 1959) (Fig. 1). Dicha conexión fue descrita por primera vez por Laughton (1960) como un pasillo oceánico o "gateway" que conecta ambas llanuras

abisales mediante canales medio-oceánicos o "deep-sea channels". Estos canales se definen como valles submarinos que se extienden frecuentemente durante cientos a miles de kilómetros paralelos a los márgenes continentales y a veces conectados con los sistemas turbidíticos adyacentes (Carter, 1988).

Este tipo de canales, aunque se encuentran en todos los océanos del mundo como por ejemplo el NAMOC en el Mar de Labrador; Maury en el Atlántico NE; Vidal en el Atlántico central; Toyoma en el Mar de Japón;

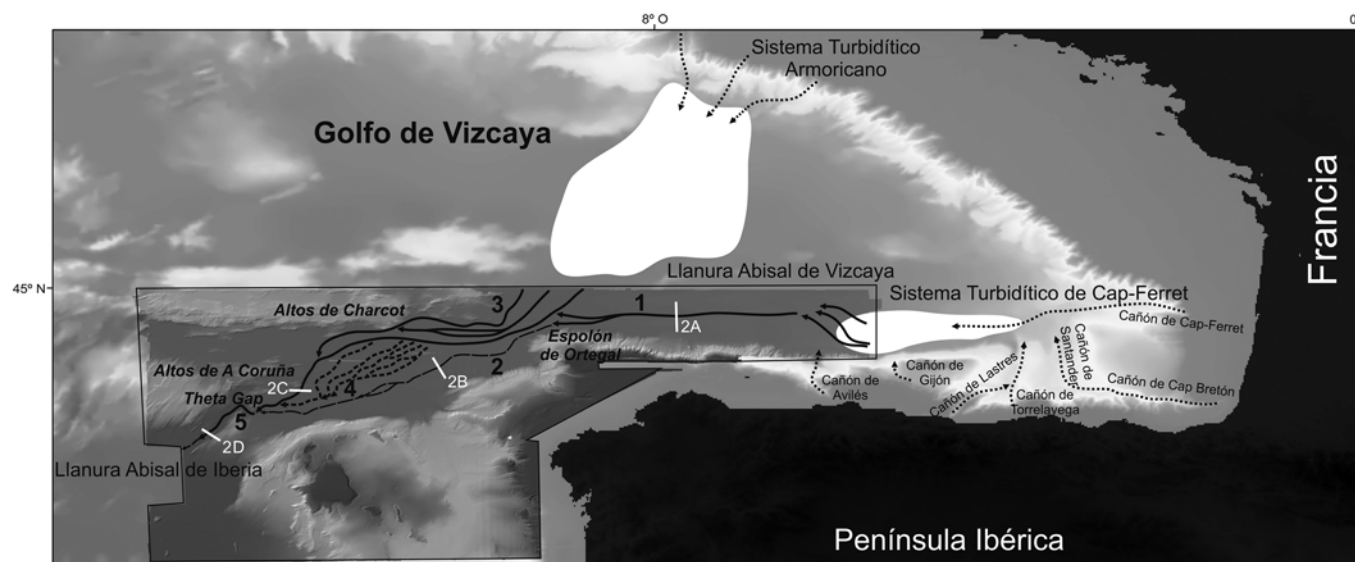


Fig. 1.- Localización del sistema de canales medio-oceánicos de los márgenes Cantábrico y de Galicia. Con flechas continuas se señalan los canales en erosión, con trazos discontinuos los sistemas deposicionales y con puntos los sistemas de canales abandonados. 1. Canal medio-oceánico de Cap Ferret; 2. Canal deposicional de Cap Ferret; 3. Canales del sistema Armoricano; 4. Canales abandonados del sistema Armoricano; 5. Canal Interllanura. Los perfiles 2A a 2D se localizan en la Figura 2. Se enmarca la zona estudiada durante las campañas de la ZEEE.

Fig. 1.- Deep-sea channels location within the Cantabrian and Galician margins. Erosive channels are shown in continuous arrows, depositional systems in large discontinuous arrows and abandoned channel system in short discontinuous arrows. 1. Cap Ferret deep-sea channel; 2. Cap Ferret depositional channel; 3. Armorican deep-sea channels system; 4. Abandoned Armorican channel system; 5. Interplain channel. Profiles shown in Figure 2 are also located. The SEEZ study area is underlined.

Valencia en el Mediterráneo, en general están escasamente estudiados.

El objetivo de este trabajo es llevar a cabo un análisis morfo-sedimentario de los sistemas de canales medio-oceánicos localizados en la llanura abisal de Vizcaya y lateralmente conectados con los sistemas turbidíticos Armoricano, al norte, y de Cap Ferret, al este del área de estudio.

Métodos

Para este trabajo se ha realizado una interpretación de los datos de batimetría obtenidos a partir de la información proporcionada por las sondas multihaz (SIMRAD EM-120 y SIMRAD EM-1000) y los registros de la sonda paramétrica (Simrad TOPAS 018). Estos datos fueron obtenidos durante las campañas oceanográficas ZEEE 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2008 y 2009, realizadas a bordo del BIO Hésperides en el marco del Plan de Investigación Científica de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE), coordinado por el Ministerio de Defensa (Fig. 1).

Rasgos morfosedimentarios

Se identifican dos grandes sistemas de canales medio-oceánicos (A) Cap-Ferret y (B) Armoricano. Estos canales se desarrollan en la llanura abisal de Vizcaya para conectar con

la llanura abisal de Iberia a través del Theta Gap (Fig. 1).

A) *Sistema de canales medio-oceánicos de Cap Ferret.* Se localiza al sur del Golfo de Vizcaya y se extiende hasta el extremo noroccidental del margen continental de Galicia. Se localiza a profundidades alrededor de 4.800-4.900 m y una dirección E-O. El desarrollo de este sistema se inicia a partir de la unión de tres canales tributarios con dirección NO-SE en torno a los 44° 39'N, 6° 12'O, dando lugar a un único canal principal (Canal Medio-Oceánico de Cap-Ferret, CMCF) (Fig. 1). En este punto se produce un giro en la trayectoria del canal para circular con dirección E-O hasta el extremo noroccidental del margen continental de Galicia. Se extiende unos 250 km con una morfología en planta rectilínea (Tabla I). Se caracteriza por el desarrollo de diques a ambos márgenes que alcanzan una altura de 10 m y una anchura de hasta 23 km (Fig. 2A). En la parte más distal, a una profundidad de 4.900 m, el canal se subdivide nuevamente en dos ramas: una de ellas conecta en el sistema de canales Armoricano; y la otra continúa hacia el SO, con una morfología en planta sinusoide y el desarrollo de diques en el margen derecho (Canal Medio-Oceánico Depositional de Cap-Ferret, CMDCF) (Fig. 2B).

B) *Sistema de canales medio-oceánicos Armoricano.* Se localiza en el sector suroccidental de la llanura abisal de Vizcaya, a pro-

fundidades entre 4.600 y 5.000 m. (Fig. 1). Se han cartografiado al norte de la zona de estudio tres canales con una morfología en planta rectilínea y una dirección NE-SO y carácter erosivo. La anchura de estos canales es muy variable así como su orientación y su sección transversal generalmente es en V, donde la pendiente del margen izquierdo es mayor que en el margen derecho (Tabla 1). A su paso por el estrechamiento producido entre el Espolón de Ortegual y los Altos de Charcot, se une a una de las dos ramas de Cap Ferret (Fig. 1). Una vez unidos el sistema de canales se dirige hacia el SO, ramificándose y presentando mayor sinuosidad. Los perfiles sísmicos evidencian erosión en el fondo de estos canales y en general en ambos márgenes, así como el desarrollo de terrazas en el margen derecho (Fig. 2C).

Se observa la existencia de un canal medio-oceánico principal erosivo en la zona más occidental (Canal Medio-Oceánico Erosivo Armoricano, CMEA) y una serie de canales con relleno en sus cauces así como el desarrollo de diques a ambos márgenes (Canales Medio-oceánicos Abandonados Armoricano, CMAA). Este sistema se desarrolla hacia los 5.000 m de profundidad con una orientación NE-SO y forma en planta sinusoide (Tabla I y Fig. 1).

En la zona próxima al extremo noroccidental del Theta Gap estos canales se van agrupando y cambian su dirección a E-O, dan-

	Cap Ferret		Armoricano		Interllanura
	principal	deposicional	principal	abandonados	
Longitud (km)	247	306	358	84-90	97
Anchura (km)	18-20	1-7	3-12	5-14	2,2-5
Dirección	E-O	NE-SO; E-O	NE-SO; E-O	NE-SO	ENE-OSO; ONO-ESE; NE-SO
Forma Planta	Recto	Rectilíneo	Variable	Recto/sinuoso	Sinuoso
Grado Sinuosidad (SI)	1	1.04	1.07	1.02-1.1	1.19
Gradiente Axial (°)	0.03	0.03	0.04	0.025	0.10
Profundidad inicio (m)	4816	4928	4922	4987	5094
Profundidad final (m)	4943	5078	5094	5045	5285
Profundidad incisión (m)	8-10	4-16,6	7-15	3-10	30-189
Perfil transversal	Simétrico U	Variable	Variable	Simétricos U	Asimétrico U; V
Pendiente flanco derecho (°)	0.05	0.13-1.7	0.18-0.4	0.02-0.1	1.4-8.5
Pendiente flanco izquierdo (°)	0.05	0.13-0.45	0.12-0.6	0.02-0.1	0.4-7

Tabla I.- Parámetros morfológicos medido para el sistema de Canales medio-oceánicos del sector suroeste de la llanura abisal de Vizcaya.

Table I.- Morphological parameters differentiated in the Mid-oceanic channel system of the Biscay abyssal plain south-western sector.

do lugar finalmente a un único canal principal más rectilíneo que al unirse con el CMDCF forman el canal Interllanura (CILI) caracterizado por ser erosivo, estrecho y sinuoso en su origen (Tabla I y Fig. 2D) y aguas abajo, en la llanura abisal de Iberia, su carácter es deposicional (Fig. 1).

Discusión

Se han cartografiado dos sistemas independientes de canales medio-oceánicos al norte de la Península Ibérica, en el sector suroeste de la llanura abisal de Vizcaya. El origen de ellos parece estar inicialmente relacionado con los flujos sedimentarios que acontecen en las zonas distales del sistema turbidítico de Cap Ferret y sistema turbidítico Armoricano alcanzando las llanuras abisales. En este sentido se apunta que aunque la mayoría de las corrientes turbidíticas disminuyen su velocidad y depositan su carga sedimentaria en las llanuras abisales conforme la pendiente va disminuyendo, un aumento de pendiente a lo largo de la llanura abisal pueden dar lugar a corrientes lo suficientemente energéticas como para que lleguen a alcanzar grandes distancias (Laughton, 1960; Carter, 1988). Así, la llanura abisal de Vizcaya presenta una pendiente hacia el suroeste de unos 0,03°-0,04°. El sistema CMCF tiene su origen en la zona donde confluyen canales distributarios del sistema turbidítico de Cap-Ferret, definidos previamente como canales norte por Iglesias (2009). El CMCF presenta una actividad sedimentaria reciente representada por el desarrollo de un canal erosivo y de diques en ambos márgenes. Estos sedimentos provienen del complejo sistema turbidítico de Cap-Ferret (Faugères *et al.*, 1998), siendo el

único sistema de drenaje de tipo clástico marino profundo existente en la parte meridional del Golfo de Vizcaya. Este sistema turbidítico está alimentado a través de los distintos cañones que atraviesan los márgenes de Aquitania (Cap Breton y Cap Ferret) y Cantábrico (Santander, Torrelavega, Lastres, Llanes y Avilés). La actividad de este sistema turbidítico comenzó en el Oligoceno superior (Iglesias, 2009), y su evolución hasta mediados del Mioceno estuvo controlada por la tectónica, para pasar a estar influenciada por los cambios climáticos y eustáticos (Cremer, 1983). Estos últimos factores podrían estar influyendo en el desarrollo del sistema CMCF en general, sin embargo, la forma en planta rectilínea que adopta el canal medio-oceánico estaría condicionada por la configuración del área controlada por el régimen tectónico del margen Cantábrico.

El origen del sistema CMEA está relacionado con el sector más septentrional del Golfo de Vizcaya donde se desarrolla el sistema turbidítico Armoricano. Weaver y Benetti (2006) sugieren que la sedimentación marina profunda en esta zona está fundamentalmente influenciada por los cambios en el nivel del mar, especialmente durante el Cuaternario, con un aumento en la magnitud del flujo de terrígenos en el último ciclo glacial (Auffret *et al.*, 2002).

Una vez que ambos sistemas se unen, entre el Espolón de Ortegá y los Altos de Charcot, se observan cambios en los canales: En el CMEA tiene lugar el encajamiento y el aumento del carácter erosivo, con cambios bruscos de dirección (de NE-SO a E-O) siguiendo la morfología de los altos con tramos más rectilíneos y constituyendo el sistema principal (Fig. 1). Estos cambios morfológicos parecen responder a un control tectónico. La ac-

tividad reciente de los altos ha provocado un estrechamiento en este sector y, por lo tanto, un mayor encajamiento del sistema, y además, por la influencia del efecto de Coriolis, este sistema se ha ido desplazando hacia el margen derecho para desarrollarse paralelo a dichas estructuras. Por otra parte, en el sistema CMAA se observa el desarrollo de diferentes canales distributarios de dirección NE-SO, que van perdiendo entidad hacia el sur y hacia el este, abarcando prácticamente todo el sector suroccidental de la llanura abisal de Vizcaya (Fig. 1). La morfología en planta más trezada observada conforme la pendiente de la llanura va disminuyendo parece indicar que su desarrollo está asociado al sector distal de los sistemas de canales medio oceánicos Armoricano. Por lo tanto, las diferencias entre el sistema principal erosivo y el abandonado denotan que ha habido un relevo recientemente en el sistema de drenaje en la llanura abisal de Vizcaya.

Al llegar a la zona del Theta Gap tiene lugar nuevamente un giro de casi 90° hacia el oeste en la dirección del canal principal así como la unión de los diferentes CMAA, dando lugar a un único canal, de carácter erosivo y que se canaliza a través de estos relieves, para desembocar en la llanura abisal de Iberia en dirección NE-SO (CILI) (Fig. 1). Este giro brusco está relacionado con un cambio de gradiente del fondo marino por un relieve con dirección E-O, que condiciona un aumento de la energía del flujo sedimentario. Una vez pasado el estrechamiento, y al aumentar la sección en su entrada a la llanura abisal de Iberia, se observa que el canal pasa a ser deposicional, por pérdida de energía y de la capacidad de erosión influyendo también en su relleno los aportes en masa provenientes de altos colindantes.

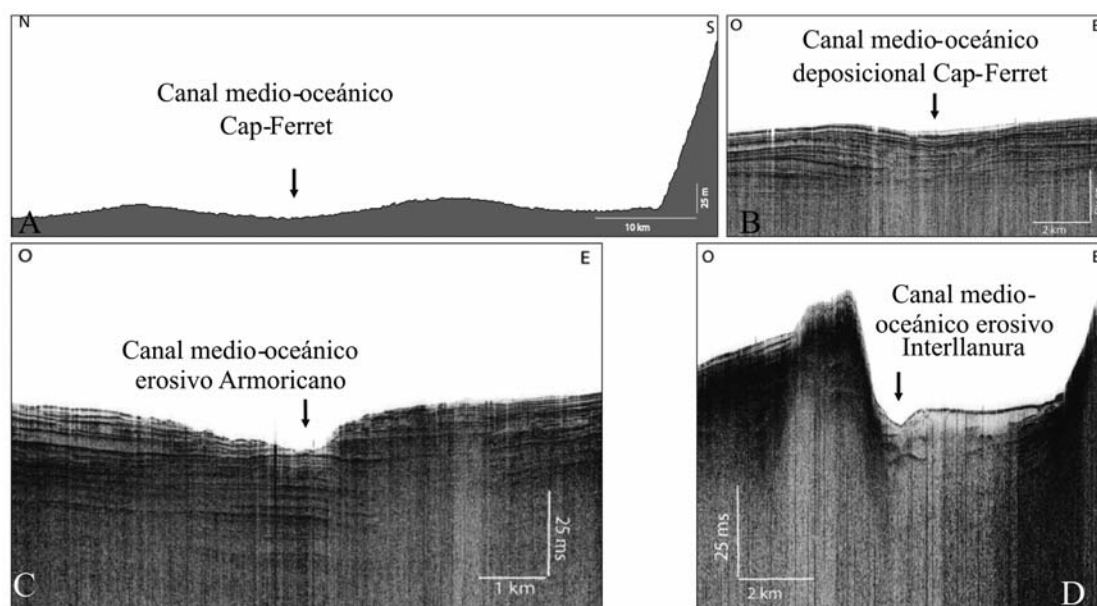


Fig. 2.- A) Perfil batimétrico transversal del canal medio-oceánico de Cap Ferret. Perfiles sísmicos TOPAS: B) Canal medio-oceánico deposicional de Cap Ferret. C) Canal medio-oceánico erosivo del sistema Armoricano. D) Canal Interllanura.

Fig. 2.- A) Mid-oceanic Cap Ferret channel bathymetric cross section. TOPAS seismic profiles of: B) Cap Ferret depositional channel. C) Armorican system main channel. D) Interplain channel.

Además de estas hipótesis, la circulación de corrientes de fondo, especialmente de la Lower Deep Water (LDW), podría favorecer el desarrollo de dicho sistema de canales como consecuencia de su circulación antihoraria en este sector de la llanura de Vizcaya (Hernández-Molina *et al.*, 2011), lo que condicionaría la formación de pequeños vórtices debido a las irregularidades fisiográficas al sur del Umbral de Charcot, que desplazarían dichos vórtices hacia el oeste.

Conclusiones

Los rasgos morfo-sedimentarios del Golfo de Vizcaya ponen de manifiesto una importante incidencia de los procesos sedimentarios en sus márgenes. El régimen sedimentario del Cuaternario de los márgenes continentales y llanura abisal del Golfo de Vizcaya está condicionado por la influencia de los periodos glaciales, bajadas del nivel del mar, el efecto de Coriolis, así como por la tectónica y el aporte sedimentario procedente principalmente de los sistemas turbidíticos de Cap Ferret y Armoricano. La interacción de estos factores ha condicionado complejos sistemas de drenaje entre la llanura abisal de Vizcaya y la llanura abisal de Iberia. Estos sistemas de drenaje están representados por canales medio-oceánicos que distribuyen los sedimentos desde el margen noroccidental de Iberia hacia las llanuras abisales. Estos canales

presentan dirección E-O en el margen continental del Cantábrico y relacionado con la zona distal del sistema turbidítico de Cap Ferret, y dirección NNE-SSO en el margen continental de Galicia originado en la zona distal del sistema turbidítico Armoricano. En las proximidades del Alto de Charcot y del Espolón de Ortegalestos estos canales terminan confluyendo, ramificándose hacia el SO y adaptando su trayectoria al alto de A Coruña, hasta encajarse a través del paso del Theta Gap, que pone en comunicación las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia.

Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a los participantes en las campañas oceanográficas de la ZEEE dirigidas por el IHM y ROA, y a los capitanes y tripulación del B/O Hespérides, así como a los revisores F. Javier Hernández-Molina y Belén Alonso que con su interés, comentarios y correcciones han mejorado la calidad la versión final de este estudio. Este trabajo se ha realizado en el marco de las actividades de los proyectos "Investigación Científica de la ZEEE" del Ministerio de Defensa, CONTOURIBER (CTM 2008-06399-C04/MAR) y CONSOLIDER-INGENIO 2010 CSD2006-0041-TOPOIBERIA.

Referencias

Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eyraud, F. y Siebert, M. (2002). *Marine Geology*, 188, 79-108.

Boillot, G., Depeuble, P.A. y Malod, J.A. (1979). *Marine Geology*, 32, 53-70.

Carter, R.M. (1988). *Basin Research*, 1, 41-54.

Crémer, M. (1983). *Approches sédimentologiques et géophysiques des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), la série des Grès d'Annot (Alpes de Haute Provence)*. Tesis Doctoral, Univ. Burdeos, 344 p.

Ercilla, G., Casas, D., Somoza, L., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García-Gil, S., Medialdea, T., León, R., Estrada, F. y ERGAP Project and Cruise Teams. (2009). *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, 201-204.

Faugères, J.C., Imbert, P., Mézerais, M.L., *et al.* (1998). *Sedimentary Geology*, 115, 81-110.

Heezen, B.C., Tharp, M. y Ewing, M. (1959). *Geological Society of America Special Paper*, 65, 122 p.

Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V. Ercilla, G., Llave, E. y Van Rooij, D. (2011). *Geo-Marine Letters*, doi: 10.1007/s00367-011-0242-2.

Iglesias, J. (2009). *Sedimentation on the Cantabrian Continental Margin from Late Oligocene to Quaternary*. Tesis Doctoral, Univ. Vigo, 185 p.

Laughton, A.S. (1960). *Deep-Sea Research*, 7, 75-88.

Vanney, J.R., Auxière, J.L. y Dunand, J.P. (1979). *Annales de L'Institut Océanographique*, 55, 1, 5-20.

Weaver, P.P.E., Wynn R.B., Kenyon N.H. y Evans, J. (2000). *Sedimentology*, 47, 239-256.

Weaver, P.P.E. y Benetti, S. (2006). *Geophysical Research Abstracts*, 8, 10678.