

Gas somero en el margen continental Ibérico

S. García-Gil⁽¹⁾, V. Cartelle⁽¹⁾, E. de Blas⁽²⁾, A. de Carlos⁽³⁾, R. Díez⁽⁴⁾, R. Durán⁽⁵⁾, A. Ferrín⁽¹⁾, I. García-Moreiras⁽²⁾, A. García-García^(6,7), J. Iglesias^(1,8), N. Martínez-Carreño⁽¹⁾, C. Muñoz Sobrino⁽²⁾ y A. M. Ramírez-Pérez⁽²⁾

(1) Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, 36310 Vigo, España. sgil@uvigo.es, vcartelle@uvigo.es, aferroman@gmail.com, nataliam@uvigo.es,

(2) Departamento de Biología Vegetal y Ciencia del Suelo, Universidad de Vigo, 36310 Vigo, España. alexandra@uvigo.es, eblas@uvigo.es, iriagamo@uvigo.es, bvcastor@uvigo.es

(3) Departamento de Bioquímica, Genética e Inmunología, Universidad de Vigo, España. adcarlos@uvigo.es

(4) Centro Tecnológico del Mar – Fundación CETMAR, Eduardo Cabello, 36208 Vigo, España. rdiez@cetmar.org

(5) Institut de Ciències del Mar-CSIC, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona, España. rduran@icm.csic.es

(6) Department of Earth and Planetary Sciences, UCSC, Santa Cruz, CA 95064, USA. agarciag@ucsc.edu

(7) Earth Sciences Department, Monterey Peninsula College, Monterey, CA 93940, USA

(8) Investigación y Proyectos Medio Ambiente S.L. (IPROMA), Camiño Vello de Santiago 17B, Sanguñeda-Mos, 36419 Pontevedra, España. jiglesias@iproma.com

RESUMEN

Los reservorios de gas somero en los sedimentos marinos del margen ibérico o sus escapes se pueden detectar por métodos directos mediante: (1) la medición de concentraciones elevadas de metano u otros hidrocarburos en la columna de agua o en testigos de sedimentos, (2) la identificación en el fondo marino de comunidades quimiosintéticas y/o de carbonatos autigénicos y (3) la identificación (mediante videos submarinos) de cráteres (*pockmarks*) o montículos de carbonatos y volcanes de fango asociados al escape de fluidos; o por técnicas indirectas mediante la caracterización de anomalías en registros acústicos tales como: (1) la presencia de plumas acústicas en los registros de ecosonda, (2) la identificación de apantallamientos y/o turbidez acústicos en los registros sísmicos de alta resolución, (3) la interpretación de reflectividades y (4) de morfologías de cráteres o montes submarinos en los registros de sonar de barrido lateral y ecosondas multihaz. En este artículo se presenta una recopilación de evidencias acústicas-sísmicas, sedimentarias y morfológicas asociadas a la presencia de gas somero (acumulaciones y/o escapes) en el margen ibérico y que han sido publicadas en diferentes trabajos. Se establece una división por sectores geográficos, que comienza en el extremo nororiental del margen mediterráneo y termina en el extremo oriental del margen cántabro, con un recorrido en el sentido horario alrededor de la península Ibérica.

Palabras clave: acumulaciones de gas, anomalías acústicas, escapes de gas, margen ibérico, metano.

Shallow gas in the Iberian continental margin

ABSTRACT

The shallow gas reservoirs in marine sediments from the Iberian margin or their escapes can be detected by using direct methods: (1) the measurement of high concentrations of methane or other hydrocarbons in the water column or sediment cores, (2) the identification of chemosynthetic communities and/or authigenic carbonates in the seafloor, and (3) identification (using underwater videos) of pockmarks or carbonate mounds and mud volcanoes associated with the fluid escapes; or by indirect technical characterization of anomalies in acoustic records such as: (1) the presence of acoustic plumes in echo-sounders records, (2) the identification of acoustic blanking and/or acoustic turbidity in the high resolution seismic records, (3) the interpretation of reflectivity and (4) morphologies of pockmarks or seamounts in sidescan sonar and multibeam echo sounder records. This article is a compilation of acoustic-seismic, sedimentologic and morphologic evidence associated to the presence of shallow gas (accumulations or escapes) that appear in the Iberian margin and

that have been published in various papers. The description is divided into geographical sectors, beginning in the north-eastern end of the Mediterranean margin and ending at the easternmost area of the Cantabrian margin, following a clockwise direction around the Iberian Peninsula.

Key words: acoustic anomalies, gas accumulation, seeps, Iberian Margin, methane.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction: origin and location of shallow gas

In recent decades, the study of shallow gas has stimulated great interest due to its relevance in both economic and environmental aspects. The term 'shallow gas' is very generic since there is not a defined depth from which it could be considered as such. Shallow gas is defined, in the context of marine drilling operations, as the gas that cannot be contained and is considered a security threat, its depth varying between 1,000 m and 150 m below the seabed on the production platforms. In this manuscript, the term 'shallow gas' is applied when the accumulation occurs at a depth of less than 1,000 m below the seabed.

Shallow gas in marine sediments is mainly composed of methane. The origin is attributed either to biogenic or thermogenic processes. Areas with muddy sedimentation and high flows of organic matter have the ideal conditions for the production of biogenic methane, i.e., the product of the microbial degradation of organic matter in anaerobic environments (methanogenesis). The thermogenic methane is produced from organic precursors at high temperatures and pressures and, consequently, occurs at depths greater than 1,000 m below the current seabed.

When the concentration of methane in the sediment pore water overcomes its solubility limit, gas bubble formation takes place. These bubbles are responsible for the acoustic energy scattering, which provokes the acoustic masking of seismic records.

The gas escapes from the sediment into the water column may occur as micro-seeps or as sudden violent escapes resulting in seabed morphologies called pockmarks.

The identification of shallow gas accumulations or their escapes in the marine environment can be recognised by the detection in the water column of (1) elevated concentrations of methane (or other hydrocarbons); (2) identification of chemosynthetic communities and/or methane derived authigenic carbonates on the seafloor; and (3) identification by video cameras of pockmarks or mud volcanoes originated by the sudden escape of fluids (Judd and Hovland, 2007; Crutchley et al., 2010). Acoustic reflection methods are also widely used in the identification of the presence of gas, through the interpretation of various anomalies, among which can be highlighted: (1) the presence of acoustic plumes in echo sounder records, (2) the identification of acoustic blanking and/or turbidity in bottom profilers and high resolution seismic records, (3) interpretation of differences in reflectivity and identification of morphologies such as craters or mounds in side scan sonar records and/or multibeam echo sounders.

This article has been organized as a journey along the Iberian continental margin, collecting published evidence associated with shallow gas (Fig. 1). The compilation begins at the north-eastern margin of the Mediterranean Sea and ends at the east of the Bay of Biscay, passing along the western Atlantic Iberian margin (the Galician Rias and Galician Bank).

The Mediterranean margin

In the sector of Cataluña-Murcia-Baleares (Fig. 1A), evidence of shallow gas is located: (1) in the Cap de Creus submarine canyon, where anomalies of methane concentrations in sediment cores occur and acoustic turbidity and plumes, pockmarks and mounds in the high resolution seismic records are detected; (2) in the prodeltas of the rivers Muga-Fluvià, Ter, Besós-Llobregat and the Ebro delta (Fig. 2), where different types of acoustic masking and turbidity, and large pockmarks can be detected; (3) in the continental shelf adjacent to the Columbretes Islands, where bright spots and wipe-outs in the seismic records were identified and a mega-pockmark was recognised; (4) in the Ebro slope, which has revealed the presence of pockmarks, paleo-pockmarks and blowout pipes; (5) in the Menor Sea slope and its adjacent continental margin a pockmark field and probably mud volcanoes have been mapped from multibeam data; and (6) in the Balearic margin, that displays different evidence of fluid escape, such as acoustic wipe-outs, pockmarks (Fig. 3), pits and gullies. The gas in the first four areas is considered to be biogenic (i.e. originated from the microbial degradation of organic matter) whilst in the Balearic region, a possible hydrothermal origin is proposed.

Along the sector of the Alboran Sea (Fig. 1B), there is also evidence of the presence of shallow gas: (1) in the Almería margin the presence of carbonate mounds and pockmarks is noticeable; (2) in the Marginal

Djibouti Platform different sea-mounds are recognized (Palomino et al., 2011) as well as two areas with pockmarks where the tectonic activity may be the triggering mechanism for fluid escape; and (3) in the western part of the Alboran Sea basin which is characterized by the presence of mud volcanoes (Fig. 4), fields of pockmarks, crusts and chimneys of MDAC, chemosynthetic communities, buried pockmarks and acoustic turbidity, although most of them are located in the Moroccan margin.

The Atlantic margin

In the Sector of the Gulf of Cadiz (Fig. 1C) significant evidence of gas has been found: (1) in the continental shelf of the Gulf of Cadiz, where a shallow gas field (biogenic gas) was mapped; and (2) in the slope that is characterised by the existence of pockmarks, large number of different mud volcanoes (Fig. 5A), mud diapirs, MDAC crusts and chimneys (Fig.5B), gas hydrates and communities associated with cold seeps and carbonate mounds; here, the gas may have a thermogenic, biogenic or mixed (biogenic-thermogenic) origins.

The evidence of shallow gas in the Sector of Galicia has been identified in the sediments of the rías (Fig. 1D). Firstly, in the Rias Baixas, the acoustic records of high resolution seismic lines, side-scan sonar and multi-beam echo sounder have allowed us to distinguish acoustic masking (Fig. 6), domes, diapirs (Fig. 7), pockmarks (Fig. 6), dark patches, relict collapse depressions, as well as small mounds on the seabed and acoustic plumes (Fig. 8) and acoustic turbidity in the water column. Furthermore, the presence of small voids, in gravity and vibro-cores as well as in X-ray photographs were interpreted as semi-indirect evidence of the presence of gas (Fig. 9). The extraction of pore-water from sediments and subsequent analysis by gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) allowed the direct identification of methane as the major gas component (Fig. 10A). Recent multidisciplinary studies (geophysical, sedimentological, palynological (Fig. 10B), biogeochemical, sequence stratigraphy and ¹⁴C dating) lead to the conclusion that accumulations of gas appear to be associated to the Holocene muddy sediments (Fig. 8), indicating that the generation of this methane took place during the relative rise in the sea level immediately after the Younger Dryas cold event (i.e., within the transgressive-system tracts and mainly associated with the highstand-system tracts). A sulphate-methane transition zone that bounds three distinctive biogeochemical areas with characteristic bacteria and archaea compositions has also been identified (Fig.10A). Secondly, in the Rias Altas, research is currently restricted to the identification and mapping of seismic gas evidence, such as acoustic blanking (Fig. 11) and cold seeps. Finally, on the Galician Bank, the presence of a large depression, called "O Burato ERGAP", has been recognised and interpreted, by seismic records and studies of sequence stratigraphy, as a collapse caused by the possible escape of fluids associated with an underlying diapiric structure (Fig. 12). The shallow gas origin from the rias is clearly biogenic (microbial), whilst the gas related to the "O Burato ERGAP" may have arisen from the Cretaceous units.

Research in the Sector of Cantabrian Sea (Fig. 1D) focussed on the presence of shallow gas is limited: (1) in the continental slope of Galicia-Ortega numerous pockmarks (Fig. 13) have been related to thermogenic gas; (2) the Basque continental shelf shows acoustic blanking within the sedimentary record interpreted as small accumulations of thermogenic gas; (3) the upper Basque slope -southern flank of the Cap Breton displays a wide field of pockmarks caused by gas with a probable biogenic origin; (4) in the marginal platform of Landes within the Spanish waters, pockforms and pockmarks (Fig. 14) were identified as depressions created by the escape of fluids related to the underlying diapiric structures. These fluids would have originated in both, shallow and deep stratigraphic horizons.

Introducción

El estudio del gas somero ha despertado gran interés durante las últimas décadas debido a la importancia que tiene tanto a nivel económico como medioambiental. Para las empresas dedicadas a la exploración de hidrocarburos y a la industria de producción, el gas somero siempre ha sido relevante debido a diversos motivos. En primer lugar, el gas puede ser un riesgo y un peligro cuando se perfora un pozo o cuando se coloca una plataforma de exploración o producción en el fondo del mar. En segundo lugar, la pre-

sencia de gas somero puede ser un indicador de la existencia de reservas de hidrocarburos en zonas más profundas y, por tanto, una herramienta de exploración. Finalmente, algunas de las acumulaciones de gas superficial son incluso lo suficientemente grandes como para ser consideradas como campos de gas con interés comercial. Por otro lado, el estudio de los escapes en los ambientes marinos someros proporciona información sobre los mecanismos de migración de gas.

La importancia del gas somero a nivel medioambiental radica en el efecto que estos gases puedan

tener cuando escapan hacia la columna de agua o hacia la atmósfera. Dichos escapes tienen consecuencias tanto biológicas como geoquímicas, en los ecosistemas marinos (Hovland *et al.*, 2012). En este sentido, se han identificado numerosas comunidades bentónicas que están ligadas a zonas de escapes de fluidos desde el sedimento.

Por otra parte, los escapes de gas hacia la atmósfera también tienen un efecto negativo desde el punto de vista medioambiental. Uno de los gases predominantes en las acumulaciones de gas somero es el metano (CH₄), de potente efecto invernadero, con un potencial de calentamiento global de 25 a 40 veces mayor que el CO₂ en un periodo de 100 años (Solomon *et al.*, 2007). El hecho de que el metano constituya una fracción relevante en el ciclo del carbono hace que sea importante la cuantificación del gas que escapa desde los fondos marinos hacia la atmósfera.

Pese al gran número de investigaciones relacionadas con el metano (Judd and Hovland, 2007) todavía continúan abiertas diferentes cuestiones relativas a: (1) la metanogénesis, en particular las tasas y escalas de tiempo necesarias, las principales rutas que la regulan, la detección y comportamiento de las comunidades metanogénicas y metanotróficas, así como el papel metanotrófico del sulfato y de otros agentes oxidantes; y (2) el comportamiento del metano en diferentes ambientes acuáticos y sedimentarios, incluida la evaluación y contextualización de los reservorios de metano, su relación con los ambientes sedimentarios, o el papel que desempeñan en su génesis y regulación tanto las variaciones relativas del nivel del mar, como los cambios climáticos y las perturbaciones humanas. Cualquiera de estos aspectos incide en el equilibrio entre sumideros y fuentes de metano, por lo que es necesario considerarlos y evaluarlos de forma precisa si lo que se pretende es cuantificar el metano existente en la geosfera/hidrosfera/atmósfera, y determinar sus tasas de retorno (pasadas, actuales o futuras).

El gas somero: origen y localización

El término 'gas somero' es muy genérico ya que no existe una profundidad determinada a partir de la cual se considere como tal. En el mundo del petróleo (Meier, 1990), el gas somero se define en el contexto de las operaciones de perforación marinas como el gas que no puede ser contenido y es considerado como una amenaza para la seguridad en las plataformas de producción, variando su profundidad entre los 150 y los 1000 m por debajo del fondo marino

(Holmes *et al.*, 1997). En este capítulo se considera 'gas somero' a aquel que se acumula a una profundidad inferior a 1000 m por debajo del fondo marino.

El gas somero en los sedimentos marinos se compone principalmente de metano, pero también puede incluir dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, etano, etc. El origen de estos gases se atribuye a procesos biogénicos o termogénicos. En ambos casos el gas procede de material orgánico, donde el proceso biogénico está relacionado con la actividad microbiana mientras que el proceso termogénico es esencialmente dependiente de la temperatura y de la presión (Davis, 1992). Las zonas con sedimentación fangosa y altos flujos de materia orgánica constituyen las condiciones ideales para la producción de metano biogénico (Fleischer *et al.*, 2001), es decir, la degradación microbiana de la materia orgánica en ambientes anaerobios (metanogénesis). Cuando existen condiciones de sedimentación rápida, las acumulaciones de gas biogénico pueden quedar enterradas a profundidades mucho mayores que aquellas en las que el gas fue producido. Por ejemplo, Rice and Claypool (1981) indican la presencia de gas biogénico a 3350 m de profundidad.

El metano termogénico se produce a altas temperaturas y presiones elevadas a partir de precursores orgánicos y, en consecuencia, se genera en profundidades superiores a 1000 m por debajo del fondo marino actual. Sin embargo, este gas puede migrar hacia la superficie y acumularse en estratos de sedimentos superficiales. La determinación e identificación de la fuente del gas requiere del análisis geoquímico para la detección de la presencia de varios hidrocarburos, o bien del análisis de las relaciones isotópicas del carbono estable y las diferentes especies del hidrógeno. Sin embargo, esta evidencia puede no ser concluyente ya que, por ejemplo, la oxidación bacteriana en zonas próximas al fondo del mar puede enmascarar su verdadero origen (Davis, 1992).

La aparición de gas somero (fundamentalmente metano) generado a partir de la degradación microbiana de la materia orgánica se ha cartografiado en las plataformas continentales de todo el mundo (ej., Martens and Berner, 1974; Judd and Hovland, 1992; Judd and Hovland, 2007; Laier and Jensen, 2007; Mazumdar *et al.*, 2009). En estas zonas, el gas aparece fundamentalmente en ambientes sedimentarios poco profundos, de menos de 50 m (Fleischer *et al.*, 2001). Aunque el volumen total de metano contenido en los sedimentos de las zonas marinas someras no ha sido cuantificado (Fleischer *et al.*, 2001), la metanogénesis es un proceso que probablemente ocurre en el 30% de las plataformas continentales del mundo (Hovland and Judd, 1992).

Cuando la concentración de metano en el agua intersticial de los sedimentos es lo suficientemente alta como para superar el límite de solubilidad del metano, tiene lugar la formación de burbujas de gas (Schubel, 1974; Abegg and Anderson, 1997; Whiticar, 2002). Estas capas de burbujas dispersan la energía acústica, enmascaran los sedimentos bajo el horizonte de gas, y dan lugar al 'apantallamiento acústico' de los registros sísmicos (Judd and Hovland, 1992). El gas metano también puede escarpase desde el sedimento hacia la columna de agua. Estas emisiones se pueden producir como escapes lentos -*seeps* en lenguaje anglosajón- (Judd *et al.*, 2002; Naudts *et al.*, 2006; Dondurur *et al.*, 2011; Schneider von Deimling *et al.*, 2011), o bien como escapes bruscos que dan lugar a morfologías de cráter en el fondo denominadas *pockmarks* (Hovland and Judd, 1988; Webb *et al.*, 2009; Hovland *et al.*, 2002, 2010; Dandapath *et al.*, 2010; Andrews *et al.*, 2010; Moss *et al.*, 2012a, b).

Los *pockmarks* aparecen restringidos a sustratos de grano fino y típicamente asociados con gas sub-superficial (King and MacLean, 1970; Hovland and Judd, 1988; Judd and Hovland, 2007). Aunque los *pockmarks* se generan por la expulsión violenta del agua intersticial y gas por causa de la sobrepresión local en el sedimento, posteriormente, su forma se mantiene debido al escape lento de agua intersticial y gas (Cathles *et al.*, 2010). Los *pockmarks* aparecen aislados o formando 'campos de *pockmarks*'. Estos campos coinciden con múltiples puntos de liberación de gas provocados por una sobrepresión de fluidos someros en una zona amplia (Moss *et al.*, 2012a, b).

Las estimaciones de flujos de metano debidos a escapes marinos hacia la atmósfera varían de unos autores a otros (ver EPA, 2010, para una discusión más detallada); por ej., Hornafius *et al.* (1999) estiman un flujo de 18 a 48 Tg, mientras Kvenvolden and Rogers (2005) sugieren un flujo 10 a 30 Tg. En el informe EPA (2010) se indican flujos de 0,5 a 9,7 Tg desde las plataformas continentales y valores de 1,06 a 2,1 Tg en estuarios. No obstante, existen incertidumbres muy notables en estas estimaciones, ya que no incluyen las emisiones desde las áreas de afloramiento de aguas profundas (*upwelling*). No sería sorprendente que las emisiones desde los sistemas costeros y de plataforma, donde las fuentes de materia orgánica y sedimentos en condiciones anaerobias son mayores, llegasen a ser muy significativas (García-Gil *et al.*, 2011).

La localización en el medio marino de los reservorios de gas somero en el sedimento o de sus escapes se puede realizar directamente mediante: (1) la medición, en la columna de agua o en las muestras de sedimentos, de concentraciones elevadas de metano

u otros hidrocarburos, (2) la identificación de comunidades quimiosintéticas y/o carbonatos autigénicos derivados de la presencia de metano (MDAC) sobre los fondos actuales, y (3) la identificación (con videocámaras) de cráteres (*pockmarks*) o de volcanes de fango creados por el escape repentino de fluidos (Judd y Hovland, 2007; Crutchley *et al.*, 2010). Los métodos acústicos de reflexión también son muy utilizados en la identificación de la presencia de gas, mediante la interpretación de diferentes anomalías, entre las que se pueden destacar: (1) la presencia de plumas acústicas en los registros de ecosonda, (2) la identificación de apantallamientos y/o turbidez acústicos en los registros sísmicos y perfiladores de fondos, (3) la interpretación de diferencias en la reflectividad y (4) la identificación de morfologías de cráteres y/o montículos en los registros de sonar de barrido lateral y/o ecosondas multihaz.

Este trabajo se ha organizado como un recorrido a lo largo del margen continental ibérico, en el que se trata de recopilar el mayor número de evidencias acústico-sísmicas, sedimentológicas y morfológicas asociadas a la acumulación o expulsión de gas somero y que han sido publicadas en diferentes trabajos. Se aporta la información básica requerida para abordar estudios más de detalle de estas evidencias, los procesos que son responsables de ellas y de sus implicaciones. La compilación de dichas observaciones se inicia en el margen más nororiental del Mediterráneo y termina en el extremo oriental del Cantábrico, previo paso por la cornisa occidental Ibérica del Atlántico (Fig. 1).

Margen continental mediterráneo

En este apartado, la descripción de las evidencias de gas somero se divide en dos sectores geográficos: Cataluña-Murcia-Baleares y el mar de Alborán.

Sector Cataluña-Murcia-Baleares

A lo largo de este margen se han identificado diversas evidencias, directas e indirectas, relacionadas con la presencia de gas en los sedimentos de distintas zonas. Destacan entre ellas, el cañón submarino del cabo de Creus, los prodeltas de los ríos Muga-Fluvià, Ter y Besós-Llobregat, el delta del Ebro, la plataforma continental adyacente a las Islas Columbretes, el talud continental del margen del Ebro, el talud continental del mar Menor y el margen Balear (canales de Ibiza, Mallorca y Menorca) (Fig. 1A).

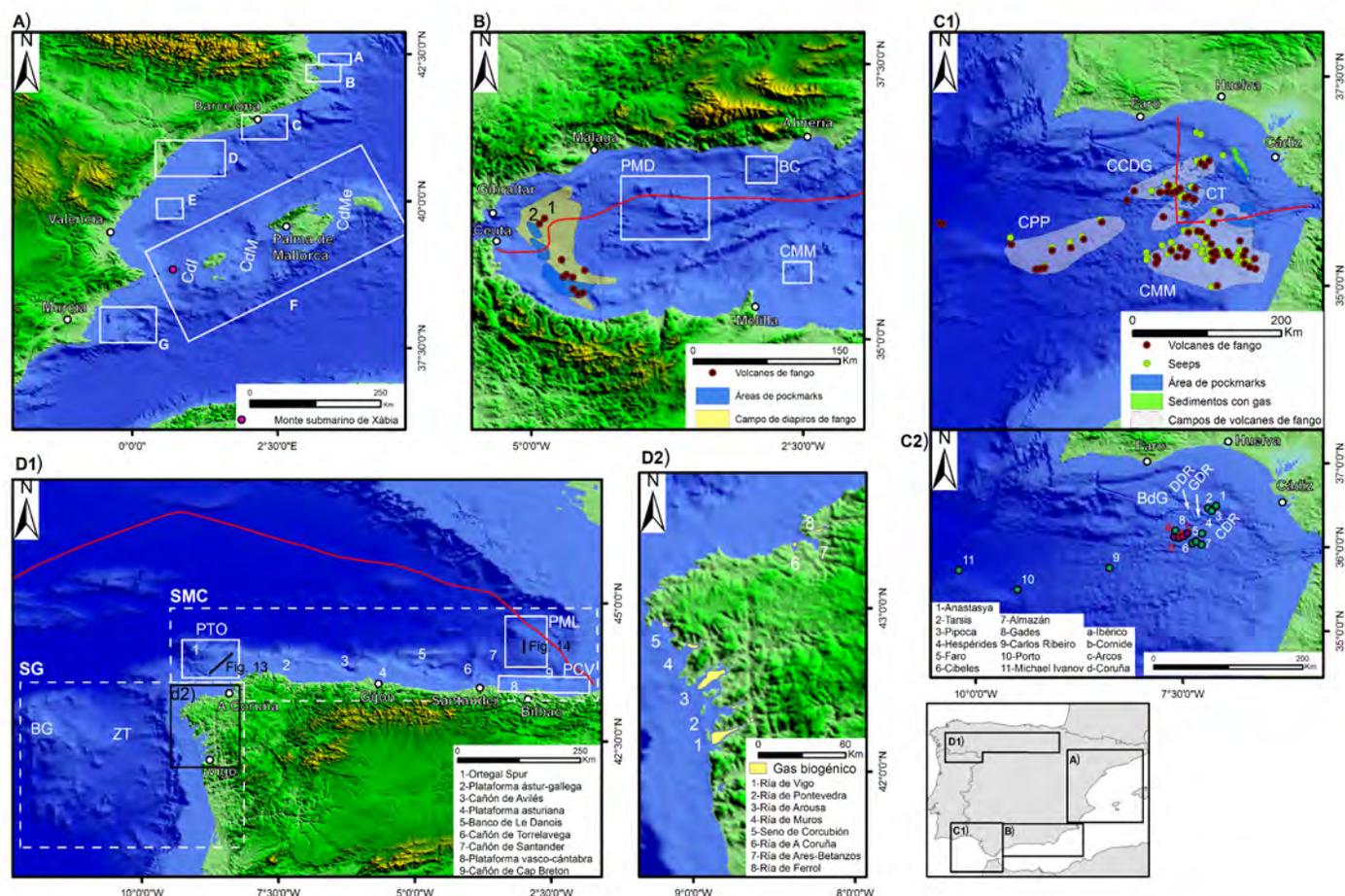


Figura 1. Sectores del margen continental ibérico, diferenciados en el presente trabajo, con evidencias de gas somero. (A) Sector Cataluña-Murcia-Baleares. A: cabo de Creus. B: Prodelta del Muga-Fuvià, C: Prodelta del Besòs-Llobregat, D: delta del Ebro y talud, E: islas Columbretes. F: margen Balear (canales de Ibiza –Cdi-, Mallorca -CdM y Menorca-CdMe-), G. talud del mar Menor. (B) Sector del mar de Alborán: banco de Chella (BC), plataforma marginal de Djibouti (PMD) y campo de mounds de Melilla (CMM), volcanes de fango Perejil (1) y Kalinin (2). (C1). Sector del golfo de Cádiz: campos de la cresta diapírica del Guadalquivir (CCDG), TASYO (CT), portugués profundo (CPP) y del margen marroquí (CMM). (C2) volcanes de fango (puntos verdes) y montículos (puntos rojos) citados en el texto; crestas diapíricas del Guadalquivir (GRD), de Cádiz (CDR) y de Doñana (DDR); Banco del Guadalquivir (BdG). (D1) Sectores de Galicia (SG) y del mar Cantábrico (SMC): banco de Galicia (BG), Zona Transicional (ZT), plataforma del talud de Ortegal (PTO), plataforma marginal de Landas (PML) y plataforma continental vasca (PCV). (D2) gas biogénico en las rías gallegas. Límite de la ZEE española (línea roja). Recopilación realizada a partir de trabajos citados en el texto, (base cartográfica tomada de GEBCO, 2009).

Figure 1. Sectors of the Iberian Margin considered in the present paper showing evidence of shallow gas. (A) Cataluña-Murcia-Baleares Sector. A: Cap de Creus. B: Muga-Fluvià pro-deltas. C: Besòs-Llobregat pro-delta. D: Ebro delta and slope. E: Columbretes Islands. F: Balearic margin Ibiza (-Cdi- Eivissa, -CdM- Mallorca and -CdMe- Menorca channels), G: Slope of Mar Menor. (B) Alboran Sea Sector: Chella Bank (BC), Djibouti marginal shelf (PMD) and Melilla mound field (CMM), Perejil (1) and Kalinin (2) mud volcanoes. (C1) Gulf of Cadiz Sector: Guadalquivir Diapiric Ridge (CCDG), TASYO (CT), deep Portuguese (CPP) and Moroccan margin (CMM) Fields. (C2) mud volcanoes (green dots) and mounds (red dots) cited in text; Guadalquivir (GRD), Cadiz (CDR) and Doñana (DDR) Diapiric Ridges; Guadalquivir Bank (BdG). (D1) Galicia (SG) and Cantabrian Sea (SMC) Sectors: Galician Bank (BG), Transitional (ZT), Ortegal slope (PTO), Landas marginal platform (PML) and Basque platform (PCV). (D2) Biogenic gas in Galician Rías. Boundary of Spanish ZEE (red line). Data compilation from studies cited in the text, (base map from GEBCO, 2009).

Cañón submarino del cabo de Creus (Cataluña)

En la zona del cañón submarino del cabo de Creus, García-García *et al.* (2012) ponen de manifiesto la presencia de gas somero en los sedimentos, a partir de evidencias directas e indirectas. El análisis de testigos de sedimento en la cabecera de este cañón, indicó

concentraciones anómalas de metano. Además, se identificaron evidencias indirectas de acumulación de gas en los perfiles sísmicos de alta resolución, entre ellas perturbaciones de tipo apantallamiento acústico (o *blankets* en Judd and Hovland, 2007; García-Gil *et al.*, 2002) y plumas acústicas en la columna de agua. En la zona noroeste de la cabecera del cañón, el aná-

lisis de los registros sísmicos reveló la presencia de un campo de alta densidad de plumas acústicas en un área de unos 4km². En aquellos casos en los que se pudo identificar la relación con la fuente de gas (acumulación de gas en el sedimento infrayacente y/o la vía de migración), las plumas acústicas se han interpretado como debidas al escape de gas somero (*seeps*) desde el sedimento a la columna de agua. En este sentido, se identificaron un total de 40 plumas acústicas alineadas con el conjunto de fallas que afectan a todo el flanco norte de la cabecera del cañón. En esta misma zona, también se reconocieron diferentes morfologías relacionadas con la presencia de gas, tales como cráteres (*pockmarks*) y montículos (*mounds*). Las morfologías monticulares presentan un relieve de 10-15 m y un diámetro de 50-60 m (media de 17 m) y aparecen también dentro de la zona con gas infrayacente (campo de gas).

García-García *et al.* (2012) relacionan la alta concentración de metano de las muestras de sedimento recogidas en cabo de Creus con procesos de metanogénesis asociados a una caída relativamente reciente de la pared lateral del cañón. Esta interpretación se ve reforzada por el hecho de que las concentraciones de metano halladas en dichas muestras son similares a los valores que normalmente se obtienen en sedimentos del prodelta del Ródano, lo cual sugiere que la materia orgánica está siendo retrabajada y mineralizada en su camino a lo largo de la costa occidental del Golfo de León (García-García *et al.*, 2006). La distribución espacial de las diferentes evidencias de gas somero (columnas acústicas, plumas acústicas y *pockmarks*) en el flanco norte del cañón muestra que los sedimentos finos de la plataforma norte pueden actuar tanto como fuente del gas como de sello, e indican una relación entre la presencia de gas somero y los procesos sedimentarios.

Prodeltas

Diversos autores (Díaz and Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1995; Maestro *et al.*, 2002; Liqueste *et al.*, 2008; entre otros) han señalado la presencia de gas en los sedimentos de deltas y prodeltas a lo largo de la plataforma continental catalana. En particular, se destacan las acumulaciones de gas en el prodelta de los ríos Muga-Fluvià, Ter, Besós-Llobregat y Ebro (Fig. 1A).

En la plataforma continental de Roses, se han identificado facies acústicas estratificadas de carácter discontinuo y continuo, parcialmente enmascaradas por la presencia de gas en la zona del prodelta de Muga-Fluvià (Díaz and Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1995). Los apantallamientos acústicos aparecen entre

8 y 20 m de profundidad. En los prodeltas del Llobregat y Besós, situados en la plataforma continental frente a Barcelona, también se han identificado diferentes evidencias de la presencia de gas en los registros sísmicos, tales como zonas de turbidez acústica y *pockmarks* (Urgeles *et al.*, 2007, 2011; Liqueste *et al.*, 2008).

En el delta y prodelta del Ebro (Fig. 2) se han reconocido diferentes evidencias geofísicas y morfologías relacionadas con la acumulación y el escape de gas en los sedimentos (Ballester *et al.*, 1981; Díaz *et al.*, 1990; Maestro *et al.*, 2002). En los perfiles sísmicos de alta resolución, se identificaron zonas de enmascaramiento del registro que aparecen entre 2 y 10 m, o incluso 40 m por debajo del fondo marino actual (Díaz *et al.*, 1990). Otros tipos de anomalías acústicas observadas incluyen la turbidez acústica continua lateralmente y la de tipo columna. Los registros sísmicos de alta resolución también muestran anomalías verticales, similares a plumas ascendentes dentro de la columna sedimentaria, interpretadas como resultado de la migración del gas a través de los sedimentos. Otra evidencia, en este caso del escape de gas, son los *pockmarks* de grandes dimensiones y simétricos en planta, que aparecen a lo largo de la llanura deltaica interna, tanto en el fondo de los canales como enterrados en los sedimentos (Maestro *et al.*, 2002).

Los ambientes deltaicos se caracterizan por poseer tasas de sedimentación muy altas y son los puntos de entrada al medio marino de la mayor parte de la materia orgánica terrígena. La descomposición microbiana de la materia orgánica en ausencia de oxígeno determina la generación de gas somero (metanogénesis) en los sedimentos (Berner, 1980; Martens and Klump, 1984). En este contexto, se ha atribuido un origen biogénico al gas presente en los sedimentos de los prodeltas de los ríos Muga-Fluvià, Ter, Besós-Llobregat y Ebro asociado al desarrollo rápido de los deltas (Díaz *et al.*, 1990; Díaz and Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1995; Maestro *et al.*, 2002). En el prodelta del Ebro, particularmente, los sedimentos cargados de gas biogénico se relacionan con las facies arcillosas que se han generado previamente al desarrollo del delta actual durante el Holoceno (Ballester *et al.*, 1981).

Islas Columbretes

Al sur del delta del Ebro, Muñoz *et al.* (2005) describen varias evidencias de la presencia de gas en los sedimentos de la plataforma continental cerca de las Islas Columbretes. Estas incluyen los reflectores

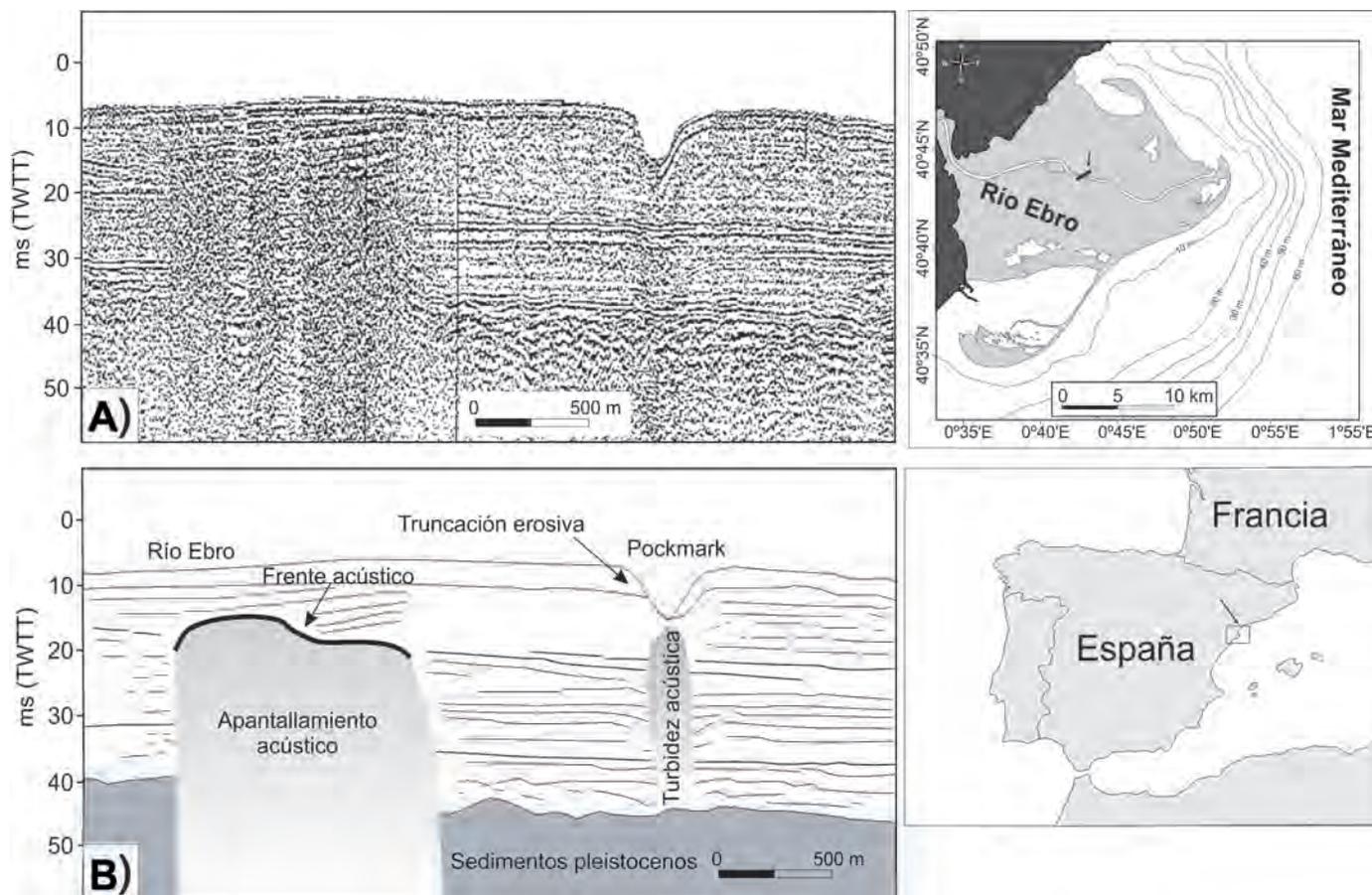


Figura 2. Sección sísmica (A) e interpretación (B) a lo largo del canal principal del delta del Ebro. Se muestra un apantallamiento acústico de tipo columnar y las vías de migración de fluidos bajo un *pockmark*. Modificado de Maestro *et al.* (2002).

Figure 2. Seismic profile (A) and interpretation (B) along the main channel of the Ebro delta. It shows a columnar acoustic blanking zone and fluid migration routes under a *pockmark*. Modified from Maestro *et al.* (2002).

resaltados en los registros sísmicos (*bright spots*) y las zonas de pérdida de señal acústica (*wipeouts*). Además, se ha identificado un *mega-pockmark* al oeste de las islas Columbretes relacionado con el escape de fluidos (Fig. 1A).

Talud continental del margen del Ebro

En el talud continental del delta del Ebro destaca un estudio de Frey-Martínez *et al.* (2011) que muestra la presencia de varias evidencias de migración y escape de fluidos a partir de datos sísmicos 3D. Las principales morfologías identificadas en el fondo marino corresponden a *pockmarks*. Además, en el registro sedimentario identifican *paleo-pockmarks* y zonas de escape preferente (*blowout pipes*) relacionados con la expulsión de fluidos. Los *pockmarks* más relevantes corresponden a tres estructuras de gran escala, que aparecen como depresiones circulares, forman-

do una lineación de dirección noroeste-sureste en la vertiente del Ebro. Los *pockmarks* muestran en planta una geometría circular (cuyo diámetro oscila entre 0,1 y 1 km) o elíptica, con un corte transversal en forma de U que pueden llegar hasta 40 m de profundidad. Los registros de sísmica 3D también permiten identificar *paleo-pockmarks* en los primeros 400 m del registro sedimentario. La mayoría de los *paleo-pockmarks* se localizan a lo largo de los flancos de los paleo-cañones y, generalmente, emergen como cuerpos alargados debidos, probablemente a la coalescencia de morfologías circulares individuales. La asociación entre *pockmarks* y cañones submarinos subyacentes sugiere un importante control estructural en la migración vertical de fluidos.

Al gas identificado en el talud del margen del Ebro se le atribuye un origen biogénico (Frey-Martínez *et al.*, 2011) relacionado con la descomposición *in situ* de la materia orgánica en los sedimentos de la plataforma continental. El gas resultante migra hacia la

superficie, junto con el agua intersticial, a través de los sedimentos suprayacentes y escapa, de forma violenta, a la columna de agua dando lugar a la formación de *pockmarks*.

Talud continental del Mar Menor

En este talud continental se identifica un campo de *pockmarks* de gran escala, con dimensiones individuales de 200 a 800 m de diámetro y de 20 a 60 m de profundidad. Aparecen entre 300 y 700 m de profundidad, en las proximidades de edificios volcánicos y asociados con fallas, lo que lleva a plantear la hipótesis de que estos *pockmarks* se formaron por la expulsión de gases y agua a lo largo de fracturas, procedentes de un sistema hidrotermal situado debajo de los sedimentos superficiales Acosta *et al.* (2001, 2013).

Margen Balear

En el margen Balear, han sido descritas diferentes evidencias morfológicas de escape de fluidos, tales como hoyos (*pits*), *pockmarks*, y cárcavas (Acosta *et al.* 2001, 2002; Lastras *et al.*, 2004). Los *pits* aparecen en el canal de Ibiza, en el canal de Mallorca (entre las islas de Ibiza y Mallorca), en el canal de Menorca y en el margen este, entre las islas de Ibiza y Formentera (Fig. 1A), y presentan formas circulares de menos de 10 m de diámetro y 5 m de profundidad (Acosta *et al.*, 2001).

Los *pockmarks* se han identificado en el canal de Ibiza y en el Promontorio Balear. Los *pockmarks* del canal de Ibiza muestran una morfología circular en planta con diámetros que oscilan entre 80 y 700 m y relieves deprimidos que alcanzan profundidades comprendidas entre 2 y 55 m. Los cráteres se concentran al norte (Acosta *et al.*, 2001) y al sur (Lastras *et al.*, 2004) del monte submarino de Xàbia. En los campos del norte del canal de Ibiza se distinguieron dos familias de *pockmarks*. La primera consiste en un grupo de unos 10 *pockmarks* que alcanzan los 500 m de diámetro y 50 m de profundidad. La segunda familia consta de 50 *pockmarks* de menor tamaño, con un diámetro medio de 10 m y una profundidad inferior a 5 m. Los perfiles de sísmica de reflexión (Fig. 3) indican que el gas en estos *pockmarks* de gran tamaño procede de los estratos profundos, situados por debajo del límite de penetración del sistema sísmico utilizado (TOPAS PS 018), mientras que el origen de los *pockmarks* más pequeños se relaciona con un reflector sísmico situado, aproximadamente, 70 m por debajo del fondo marino (Lastras *et al.*, 2004).

Los *pockmarks* localizados al sur de Canal de Ibiza son aislados y escasos en número, muestran con frecuencia un patrón de alineación y se localizan a mayores profundidades adoptando tamaños diferentes. Se sitúan en las proximidades de las cicatrices de despegue de los deslizamientos (ej., deslizamientos de Nuna y Anna, Lastras *et al.*, 2004). Esta proximidad sugiere que los procesos de migración de fluidos en la secuencia sedimentaria Plio-Cuaternaria superior del canal de Ibiza están estrechamente vinculados a

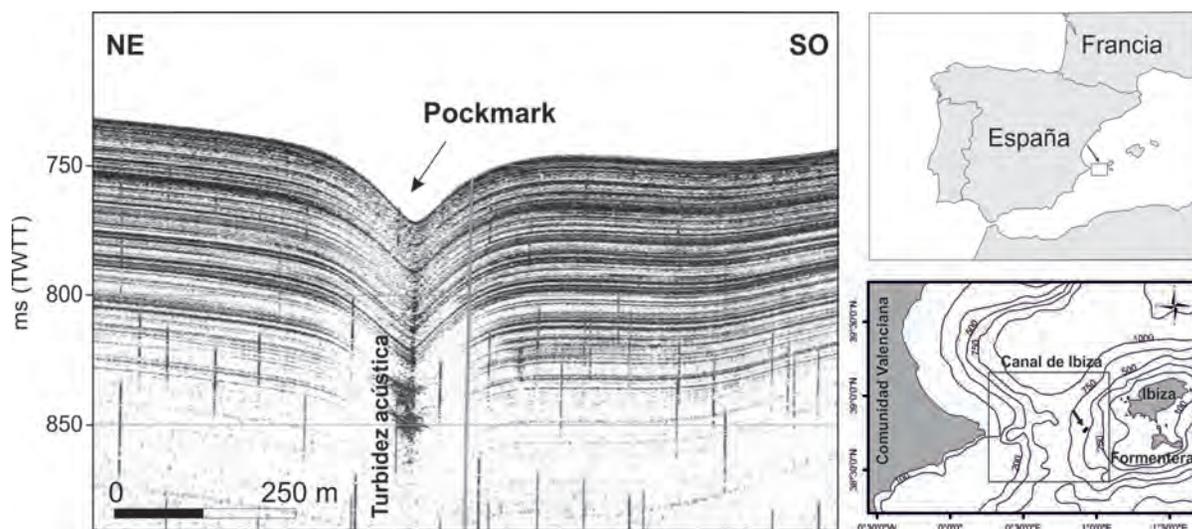


Figura 3. Perfil sísmico de muy alta resolución realizado a través de un *pockmark* situado al sur del canal de Ibiza. Modificado de Lastras *et al.* (2004).

Figure 3. Very high-resolution seismic profile through a *pockmark* at the south of Eivissa channel. Modified from Lastras *et al.* (2004).

los deslizamientos cartografiados (Lastras *et al.*, 2004).

Los *pockmarks* del Promontorio Balear (Fig. 1A), se localizan en la parte este de la plataforma de Ibiza-Formentera, en un alto de geometría semicircular situado en el extremo suroeste de dicho promontorio (Acosta *et al.*, 2001). Las depresiones circulares tienen un diámetro de unos 150-500 m y provocan un relieve de 10-25 m. Además, se han reconocido zonas acústicamente transparentes en los perfiles sísmicos (*acoustic wipeouts*) que están asociadas a *pockmarks* (Acosta *et al.*, 2001), y que probablemente son debidas a la presencia de burbujas de gas en el sedimento.

No se ha determinado el origen de los fluidos presentes en los sedimentos del margen Balear, sin embargo, en la literatura científica, y teniendo en cuenta el contexto geológico, se sugiere que muchos de estos *pockmarks* sean el resultado de la expulsión de fluidos (gas y/o agua) hidrotermales asociados al campo volcánico de Mallorca, Ibiza y el norte de la depresión de Valencia, que ha sido generada a lo largo de fracturas (Acosta *et al.*, 2002, 2004). Por otro lado, las condiciones de formación de los *pockmarks* podrían favorecer o activar la mayoría de los deslizamientos presentes en la zona (Acosta *et al.*, 2001, 2004; Lastras *et al.*, 2004, 2007). Recientemente, los estudios en el canal de Ibiza, y en particular en el deslizamiento de Anna, pusieron de manifiesto que el metano se libera desde el fondo del mar antes y durante los eventos de inestabilidad en el talud (Panieri *et al.*, 2012).

Sector del Mar de Alborán

En la cuenca del mar de Alborán se han identificado numerosas evidencias que denotan la presencia de acumulaciones de gas somero en el sedimento, así como el escape de gas desde el fondo hacia la columna de agua. Estas evidencias se reparten en tres sectores geográficos: a) banco de Chella, b) plataforma marginal de Djibouti y c) sector oeste del mar de Alborán.

Banco de Chella

En el banco de Chella (también conocido como Seco de los Olivos), la evidencia de gas somero se relaciona con la formación de los montículos (*mounds*) carbonatados identificados por Lo Iacono *et al.* (2009) (Fig. 1B). Estos autores reconocieron un grupo de montículos de morfologías circulares a alargadas,

con una altura media comprendida entre 10 y 60 m y una anchura que oscila entre los 150 y los 300 m. Se localizan en un amplio rango de profundidad, de 80 a 400 m, y generalmente aparecen asociados a los altos estructurales del banco de Chella (Lo Iacono *et al.*, 2009). Algunos montículos se distribuyen en lineaciones NO-SE y N-S coincidiendo con la orientación de las lineaciones de fallas activas en el área (Gràcia *et al.*, 2006). Uno de los montículos está asociado a la presencia de un *pockmark* de 400 m de diámetro y 20 m de profundidad, lo que sugiere una posible relación entre la evolución de los montículos y el escape de gas a través del sedimento. Por otro lado, la orientación de algunos de los montículos también puede indicar la presencia de fuertes corrientes de fondo y bajas tasas de sedimentación, que podrían ser factores determinantes para su desarrollo. Sin embargo, la relación espacial con fallas activas y presencia de escapes (*pockmarks*) se interpreta como indicativo de la influencia del gas metano en alguno de los estadios de edificación de los mismos.

Plataforma marginal de Djibouti

La plataforma marginal de Djibouti (Fig. 1B), localizada entre los 850 y los 900 m de profundidad en el margen del talud entre Málaga y Almería, se caracteriza por la presencia de montes submarinos que se llegan a elevar entre 500 y 1000 m sobre el fondo (Vázquez, 2005). En estos montes submarinos y en sus alrededores, Palomino *et al.* (2011) reconocen *pockmarks* que agrupan en dos áreas: (1) al suroeste del monte Avempace, en la que identifican seis *pockmarks* con dimensiones medias de 19 m de profundidad y 200 m de diámetro, y (2) al norte del monte de Avempace, donde se cartografían cuatro *pockmarks* de 16 m de profundidad y 400 m de diámetro. La formación de estos *pockmarks* se atribuye al escape de gas y de fluidos intersticiales desde los sedimentos infrayacentes, a través de zonas de fractura (Muñoz *et al.*, 2008). La alta actividad sísmica existente en la zona (Buforn *et al.*, 2004) puede ser el mecanismo desencadenante del escape de fluidos.

Sector oeste de la cuenca del mar de Alborán

En este sector la presencia de gas somero se pone de manifiesto a través de la caracterización de volcanes de fango, *pockmarks* y carbonatos autigénicos y comunidades quimiosintéticas asociados a los mismos, en el margen marroquí y en la cuenca oeste de Alborán adyacente (Fig. 1B). La presencia de volcanes

de fango fue puesta de manifiesto por primera vez por Pérez-Belzuz *et al.* (1997), quienes relacionan su origen con la presencia de diapiros de fango en las unidades estratigráficas infrayacentes. El estudio sistemático de los volcanes de fango en el mar de Alborán comenzó en 1999 como parte del programa UNESCO/IOC "Training Through Research"-TTR- (Comas *et al.*, 2000; Kenyon *et al.*, 2000, 2006; Ivanov *et al.*, 2010; entre otros) y continuó en campañas sucesivas como parte del programa TTR y de otros proyectos nacionales (Somoza *et al.*, 2012).

Se han identificado un total de nueve volcanes de fango (Perejil, Kalinin, Carmen, Ceuta, Marrakech, Granada, Maya, Dakha, Mulhacen) y dos grandes campos de *pockmarks* (Kenyon *et al.*, 2000, 2003; Somoza *et al.*, 2012). En esta zona, se observaron además otras evidencias de escape de gas, tales como la formación de costras y chimeneas de carbonato autigénico, derivadas de la oxidación del metano, así como la presencia de comunidades quimiosintéticas (Ivanov *et al.*, 2010; Blinova *et al.*, 2011). Estas evidencias están relacionadas con episodios de migración de fluidos a través de los depósitos contorníticos plioceno-cuaternarios del *drift* Contornítico de Ceuta (Ercilla *et al.*, 2002; Somoza *et al.*, 2012).

Los volcanes de fango del mar de Alborán son edificios cónicos que muestran ocasionalmente estructuras de colapso de la caldera y en cuyos flancos se observan múltiples morfologías erosivas debido a la existencia de flujos de fango (Fig. 4). Se elevan entre 25 y 150 m de altura por encima del fondo marino y

su morfología varía desde las de geometría elíptica (ej., Kalinin; Figs. 1B y 4) a las circulares (ej., Perejil). El diámetro de los volcanes de fango varía entre 1,2 km (Kalinin) y 1.6 km (Perejil), y sus laderas presentan pendientes con valores entorno a los 2.6°. Los cráteres y calderas poseen diámetros superiores a 350 m (Perejil). Los edificios volcánicos en los registros sísmicos de alta resolución muestran una sucesión vertical de formas cilíndricas o de conos con facies acústicas transparentes y caóticas que son indicativas de múltiples eventos de extrusión y regasificación (Kenyon *et al.*, 2000, 2003; Somoza *et al.*, 2012). En los laterales del complejo de alimentación de alguno de los volcanes se detectan reflectores de mayor amplitud (*enhanced reflectors*) que ponen de manifiesto la mayor impedancia acústica debida, en este caso a la existencia de una inyección de fluidos desde las columnas cónicas a los sedimentos contorníticos adyacentes. Se producen procesos de flujo de fluidos en sentido vertical a lo largo del complejo que alimenta al edificio del volcán de fango y de migración lateral en los sedimentos contorníticos adyacentes. Los testigos de sedimento tomados en el volcán de fango Kalinin muestran sedimentos pelágicos de más de 1.5 m de espesor, que cubren comunidades quimiosintéticas compuestas por pogonóforos (Somoza *et al.*, 2012), que evidencian la actividad reciente que mantiene este volcán.

Los *pockmarks* se localizan a profundidades entre 400 y 1100 m en la cuenca oeste del mar de Alborán, donde se han identificado dos campos, norte y sur. El

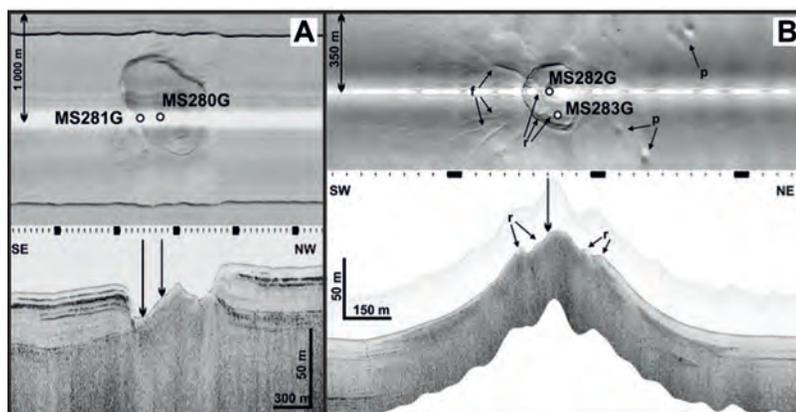


Figura 4. Volcanes de fango en el margen ibérico del mar de Alborán: (A) volcán Kalinin en los registros de sonar de barrido lateral (30 kHz) y perfilador de fondos (campaña "Training Through Research" TTR12). En los registros se muestra la ubicación de los testigos correspondientes al log MS280G. (B) volcán Perejil en registros de sonar de barrido lateral (100 kHz) y perfilador de fondos (TTR12). En la figura: p: *pockmark*, r: anillo del cráter, f: flujos de fango. Modificado de Blinova *et al.* (2011).

Figure 4. Mud volcanos in the Iberian margin of the Alboran Sea: (A) side scan sonar and sub-bottom profiler records of Kalinin volcano (cruise "Training Through Research" TTR12). It also shows the location of cores corresponding to log MS280G in Blinova *et al.* (2011). (B) Side scan sonar and sub-bottom profiler records of Perejil volcano (TTR12). In figure: p: *pockmark*, r: crater ring, f: mud flows. Modified from Blinova *et al.* (2011).

campo norte se sitúa mayoritariamente en aguas españolas, en el entorno del estrecho de Gibraltar y el campo sur en aguas marroquíes (Somoza *et al.*, 2012; Blinova *et al.*, 2011; León *et al.*, 2014). Los registros sísmicos de alta resolución revelan además la presencia de *pockmarks* relictos que aparecen en unidades sedimentarias más profundas de hasta 150 m (TWT) por debajo del fondo marino actual.

Ivanov *et al.* (2010) y Blinova *et al.* (2011) pusieron de manifiesto las primeras evidencias de carbonatos autigénicos y comunidades quimiosintéticas en el mar de Alborán. Los testigos de gravedad y las muestras de draga tomadas en los campos de *pockmarks* revelaron la presencia de carbonatos autigénicos y comunidades quimiosintéticas en costras de carbonato (Ivanov *et al.*, 2010; Blinova *et al.* 2011). En los cráteres de los *pockmarks* se encontró una gran variedad de carbonatos de colores grisáceos o ligeramente amarillentos en forma de concreciones semi-consolidadas y costras cementadas. Estas costras están constituidas por fragmentos de tubícolas y conchas de hasta 15 cm en una matriz cementada con carbonato. Los análisis de rayos X mostraron una composición de un 65% de aragonito y aproximadamente 10% de calcita, el material restante está compuesto por minerales de arcilla y cuarzo (Blinova *et al.*, 2011).

Margen continental atlántico

En este margen la descriptiva de las evidencias de gas somero se ha repartido en cuatro sectores geográficos: el golfo de Cádiz, las rías gallegas, el banco de Galicia y el mar Cantábrico (Fig.1).

Sector del golfo de Cádiz

El golfo de Cádiz (Fig. 1C) es uno de los lugares donde el fenómeno de expulsión de fluidos cargados en gas ha dado como resultado la formación de una gran diversidad de morfologías sobre el fondo marino y hábitats de alto interés ecológico, con especies quimiosintéticas que usan los gases (especialmente el metano) y son endémicas del golfo de Cádiz. Los procesos de escape de gases producen cambios sustanciales, tanto en la superficie de los depósitos como en el interior del registro sedimentario, formando costras y las chimeneas carbonatadas de origen autigénico con la mediatización de la actividad bacteriana (*methane derived autigenic carbonates*, MDAC) (Rejas *et al.*, este volumen).

El proyecto Life+Indemares (Fernández-Salas, 2011, 2012) para la red natura 2000 en el área de los

volcanes de fango del golfo de Cádiz reconoce dos tipos de hábitats incluidos en la Directiva Hábitats: (1) el 1170 -Arrecifes- y, (2) el 1180 -Estructuras submarinas producidas por la expulsión de gases. El hábitat 1170 ocupa unos 16 km², e incluye un total de 7 hábitats contemplados en la Lista Patrón de Referencia de hábitats marinos españoles, entre los cuales destacan: (1) los arrecifes de corales profundos de *Lophelia pertusa* y/o *Madrepora oculata* que aparecen como bancos sobre la ladera del volcán de fango Gazúl, (2) los hábitats de sustratos duros dominados por cnidarios (gorgonias, antipatarios) y (3) hábitats de sustratos duros dominados por esponjas presentes en diferentes volcanes de fango. La superficie que ocupa el hábitat 1180 es difícil de cuantificar, ya que se trata de un fenómeno ampliamente extendido en el golfo y que está en permanente evolución. Se estima que ocupa unos 155 km². Dentro este hábitat genérico se distinguen los hábitats de: (1) volcanes de fango, (2) depresiones de colapso producidas por escapes de gases, (3) *pockmarks*, y (4) carbonatos autigénicos originados en algunos casos como productos de la actividad quimiosintética sobre los escapes de metano (los montículos, las costras y las chimeneas de carbonatos).

A continuación se describen las evidencias de gas somero identificadas en la plataforma y talud continental.

La plataforma continental

En la plataforma continental del golfo de Cádiz, se llevó a cabo la cartografía de un campo de gas somero mediante la identificación de un apantallamiento acústico (Fernández-Puga *et al.*, 2009), entre los 10 y 50 m de profundidad en el cuerpo prodeltaico del Guadalquivir (Acosta, 1984; Lobo, 1995; Fernández-Salas *et al.*, 2003). En planta la cartografía presenta una forma cónica que se va abriendo de S a N hasta alcanzar una longitud de unos 14 km y una anchura en dirección E-O que supera los 13 km. Los autores relacionan el reservorio de gas somero con el alto contenido de materia orgánica aportada por el río Guadalquivir durante el Holoceno y acumulada en la unidad sedimentaria del prodelta.

El talud continental

El talud continental es el dominio que presenta una mayor extensión en el golfo de Cádiz, desde el borde de la plataforma, situada entre los 100 y los 150 m de profundidad, hasta la cuenca oceánica, a más de 4200

m (Vázquez *et al.*, 2004). En esta zona aparecen un gran número de evidencias, directas e indirectas, que denotan la existencia de procesos de escape, tales como: (1) volcanes de fango (Fig. 5A), (2) *pockmarks* y (3) carbonatos autigénicos formados por las reacciones geoquímicas que involucran al metano y que están mediatizadas por la actividad bacteriana (MDAC) (Fig. 5B) (Rejas *et al.*, este volumen).

Los volcanes de fango se expresan como edificios que se elevan sobre el fondo con forma de cono (Fig. 5A) construidos por erupciones de fango y fluidos (agua, salmuera, gas, petróleo) como resultado de procesos de desgasificación de reservorios profundos (Fernández-Puga *et al.*, 2000). En el talud del golfo de Cádiz, los volcanes de fango tienen unos diámetros que varían entre 800 y 2500 m y presentan un relieve vertical con alturas entre 150 y 300 m (Somoza *et al.*, 2002, 2003; Fernández-Puga, 2004, Fernández-Puga *et al.*, 2007).

Estos volcanes de fango se localizan en dos áreas principales. La mayoría se encuentran en la zona del talud superior y medio, a profundidades entre 350 y 2000 m, ya sea en el margen ibérico o marroquí. La abundancia de volcanes disminuye hacia el oeste pero se identificaron en áreas del talud inferior a profundidades entre 2300 y 3900 m. Los volcanes de fango de las zonas del talud (desde el superior al inferior) se han agrupado en cuatro campos principales (Somoza *et al.*, 2000, 2002, 2003; León *et al.*, 2001, Díaz-del-Río *et al.*, 2003; Mazurenko *et al.*, 2000, 2001, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003, 2006, 2007; van Rensbergen *et al.*, 2005; Schwenk *et al.*, 2006):

- El campo de la cresta diapírica del Guadalquivir (GDR), que se localiza en torno a 450 m de profundidad, reúne a 5 volcanes de fango (Anastasya, Tarsis, Pipoca, Gades y Lolita) y a 4 montículos carbonatados (Ibérico, Coruña, Arcos y Cornide. Se cree que la compresión debida a la convergencia de las placas Africana y Euroasiática es el mecanismo desencadenante de la movilización de fluidos y sedimento).
- El campo TASYO se sitúa en el límite entre la MOW y las aguas atlánticas a una profundidad de 800-1000 m, este campo agrupa a cinco volcanes de fango (Hespérides, Cibeles, Almazán, Aveiro y Faro).
- El campo profundo portugués integrado por 10 volcanes de fango (Bonjardim, Olenin, Carlos Ribeiro, Porto, Soloviev, Semenovich, Carlos Teixeira, Bomboca, Michael Ivanov y Sagres).
- El campo del margen Marroquí agrupa un total de 31 volcanes de fango: Ginsburg, Jesús Baraza, Student, Rabat, Yuma, TTR, St. Petersburg, Tangier, GAP, Sonne, Cp. Arutyunov, Meknès,

Darwing, Al Idrissil, Gemini, Adamastor, Lazarillo de Tormes, Don Quijote, Fiúza, Kidol, Mercator, MVSEIS, Moundforce, Pixie, Las Negras, Madrid, Guadix, Almanzor, el Cid, Boabdil y Al Gacel.

Los volcanes de fango de los campos GDR y TASYO han sido ampliamente estudiados desde el punto de vista morfológico. Se han identificado tres

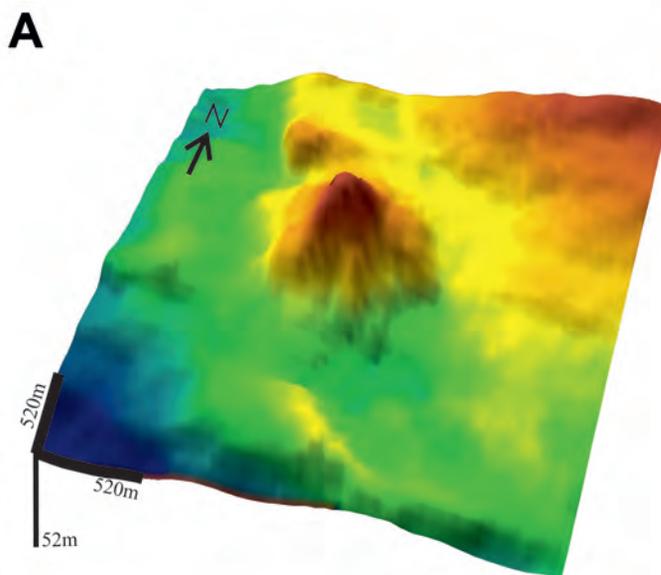


Figura 5. (A) Volcán de fango Carlos Ribeiro; batimetría multihaz adquirida durante la campaña MATESPRO, (Cortesía de Vitor Hugo Magalhaes y Luis Menezes Pinheiro). (B) Fragmento de chimenea formada por carbonatos autigénicos derivados del metano (MDAC) recuperada en el golfo de Cádiz. Muestra de la colección de rocas del Departamento de Geociencias Marinas de la Universidad de Vigo, cedida por F.J. Hernández-Molina.

Figure 5. (A) Multi-beam bathymetry acquired during the MATESPRO cruise, (Courtesy of Vitor Hugo Magalhaes y Luis Menezes Pinheiro). (B) Fragment of chimney consisting of methane-derived authigenic carbonates (MDAC) recovered in the Gulf of Cadiz. Sample from the collection of the Department of Marine Geosciences of the University of Vigo, ceded by F.J. Hernández-Molina.

tipos principales de edificios: circulares simples, ovalados, y de múltiples conos (Somoza *et al.*, 2002, 2003; León *et al.*, 2006). Todos ellos muestran estructuras de desgasificación o presencia de ácido sulfhídrico (H₂S) y fauna quimiosintética, indicadores de que los depósitos de brechas de fango están saturados en gas (Somoza *et al.*, 2002, 2003; Díaz-del-Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004; Martín-Puertas *et al.*, 2006; Fernández-Puga *et al.*, 2007).

Los volcanes simples circulares (ej., Anastasya, Pipoca, Tarsis y Gades) son domos anchos bordeados por zonas deprimidas en forma de anillo (*moats*) (Somoza *et al.*, 2000, 2002, 2003). Su superficie muestra en los registros una alta amplitud acústica, mientras que en el subsuelo muestra facies sísmicas transparentes que tienen forma de barril (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004), rasgo que es característico de un gran número de volcanes de fango (Ivanov *et al.*, 1996).

Los volcanes simples con formas ovaladas (ej. Faro, Cibeles y Almazán) están relacionados con estructuras lineales tales como fallas, crestas diapíricas o cicatrices de deslizamientos (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004; León, 2005). Son estructuras arqueadas, con diámetros que rondan los 8 km y pendientes acusadas. En el volcán de fango Faro, la cumbre está cubierta por costras y lajas de carbonatos. En el flanco norte también se han encontrado costras de carbonatos, tapices microbianos y montículos de bivalvos *Calyptogena* sp. (Kopf *et al.*, 2004). Algunos de los volcanes de fango ovalados (ej., Cibeles y Almazán) se ubican en una cresta arqueada (Somoza *et al.*, 2000, 2003) formada por rocas de MDAC con forma de dique, en las que también se observaron tubos de *Pogonophora* sp. y algunas chimeneas dispersas (Kopf *et al.*, 2004). Se cree que el origen de estas crestas está en la litificación de carbonatos autigénicos que han sellado fisuras de escapes de metano asociadas a la cicatriz de un deslizamiento de grandes dimensiones (Somoza *et al.*, 2003). La presencia de colonias de *Pogonophora* sp. y *Calyptogena* sp. también ha evidenciado la existencia de escapes de metano por todo el campo TASYO (Kopf *et al.*, 2004).

El principal volcán de fango complejo del campo TASYO es el Hespérides. Presenta múltiples cráteres, conos y cicatrices de deslizamiento, alcanzando un diámetro superior a 3 km y una altura de 150 m sobre el fondo marino. Está formado por seis domos en forma de cono de diámetros entre 0,4 y 1,1 km (Somoza *et al.*, 2003) ubicados sobre un diapiro. La superficie de este volcán muestra una alta reflectividad en los registros sísmicos, mientras que los reflectores internos son caóticos. También se encontraron

gusanos *Pogonophora* sp. y piritita, característicos de comunidades quimiosintéticas (Somoza *et al.*, 2000, 2003; Díaz-del-Río *et al.*, 2003).

Todos los volcanes de fango en el golfo de Cádiz están relacionados con estructuras diapíricas de distinta naturaleza que facilitan el ascenso de fluidos y/o actúan como fuentes del mismo (Somoza *et al.*, 2002, 2003; Fernández-Puga *et al.*, 2007; Medialdea *et al.*, 2009). Además, en el campo del margen portugués profundo se han recuperado muestras de hidratos de gas en varios volcanes (Mazurenko *et al.*, 2002; Blinova and Stadnitskaia, 2001; Pinheiro *et al.*, 2003).

Generalmente los volcanes se han asociado al diapirismo de margas (Fernández-Puga, 2004; Fernández-Puga *et al.*, 2007), sin embargo, Medialdea *et al.* (2009) proponen que el diapirismo de sales también juega un papel importante, especialmente en los volcanes del talud inferior, donde los diapiros de sal pueden arrastrar los fluidos existentes en las unidades que atraviesan a lo largo de su ascenso facilitando así su migración.

Con respecto a los *pockmarks*, Baraza and Ercilla (1996) y Ercilla and Baraza (1996) identificaron, por vez primera en el golfo de Cádiz, zonas deprimidas con perfil en V similares en apariencia a *pockmarks*, en profundidades comprendidas entre 250 y 380 m, además de *pockmarks* relictos hasta 230 m por debajo del fondo marino. No obstante, la zona está afectada por un grupo de cárcavas (*gullies*) que discurren a favor de la pendiente, perpendiculares a la costa, entre las que se intercalan los *pockmarks* que conforman el denominado campo del talud superior (León *et al.*, 2014), que se extiende entre 350 y 600 m de profundidad, y donde los *pockmarks* aparecen en baja densidad, con morfologías ovaladas o casi circulares, generalmente aislados y con diámetros entre 70 y 760 m.

En el campo TASYO, entre 850 y 1450 m, (Somoza *et al.*, 2000, 2003; León *et al.*, 2010), se cartografiaron un total de 24 *pockmarks*, además de identificarse colapsos, y valles ciegos (*blind valleys*). Los *pockmarks*, con perfil en V y diámetros entre 125 y 920 m, muestran en planta formas que van desde las casi circulares y aisladas a estructuras más complejas en las que los cráteres se fusionan unos con otros. En los perfiles sísmicos, realizados sobre los *pockmarks* de mayores dimensiones, se detecta que están conectados con las estructuras diapíricas y con zonas de turbidez acústica (León *et al.*, 2010, 2014). Las anomalías acústicas columnares, se corresponden con un sistema de fallas normales, en conexión con depósitos sedimentarios acústicamente transparentes, lo que sugiere una migración lateral de fluidos ricos en gas desde reservorios poco profundos.

Los colapsos son definidos como depresiones limitadas por fallas normales, asociadas a volcanes de fango (León *et al.*, 2010). Tienen diámetros que oscilan entre 0.5 y 5 km, y presentan, fundamentalmente, formas elípticas y alargadas. El perfil de los colapsos varía desde formas en U hasta los de tipo escalonado, siendo estos últimos los más habituales, generalmente con un pequeño montículo en el centro o con un relieve muy irregular. Los colapsos muestran habitualmente depósitos afectados por procesos gravitacionales con facies acústicas caóticas, apantallamientos acústicos, y normalmente están conectados con estructuras diapíricas.

Los valles ciegos (*blind valleys*) son definidos como mega-estructuras de colapso complejas y alargadas con procesos propios del escape de fluidos (León *et al.*, 2010). Se trata de estructuras con dimensiones de entre 0.5 y 2 km de anchura y hasta 16 km de longitud, desarrolladas sobre fallas normales, en las crestas de diapiros, y rodeadas de *pockmarks*, volcanes y montículos de fango, controladas por procesos gravitacionales que generan estructuras de colapso. En los registros sísmicos se observan zonas de turbidez acústica y de reflectores con amplitud anómala (*brigh spots*) que denotan la presencia de gas.

Otra zona de 7 km² con 160 *pockmarks*, a profundidades comprendidas entre los 450 y los 700 m, es la denominada campo del canal principal por estar ubicada en el canal principal de la salida del agua mediterránea al oeste del estrecho de Gibraltar (León *et al.*, 2014). Los *pockmarks*, con formas alargadas o casi circulares, están alineados a lo largo del eje del canal. Se agrupan en dos clases principales en función de su diámetro (de 60 a 150 m y de los 250 a 500 m). Estos *pockmarks* parecen estar conectados con diapiros por medio de chimeneas acústicas verticales que muestran anomalías de alta amplitud en los registros sísmicos.

El origen más probable para la formación de los *pockmarks*, estructuras de colapso y valles ciegos del golfo de Cádiz, situados a más de 800 m de profundidad, es la disociación de hidratos de gas (León *et al.*, 2010; León y Somoza, 2011). Sin embargo, León *et al.* (2014) sugieren que los *pockmarks* localizados a menor profundidad tendrían un origen ligado al régimen hidrodinámico del estrecho; estos se generarían mediante un mecanismo de bombeo hidráulico, similar al propuesto por Hovland *et al.* (2010), en el que la liberación de gas desde los reservorios del subsuelo, se produciría durante el último periodo de nivel bajo del mar (cuando este se encontraba a unos 120 m por debajo del nivel actual, Somoza *et al.*, 1997), momento en el existiría un fuerte intercambio de agua entre el Atlántico y el Mediterráneo (Hernández-Molina *et*

al., 2006). El cambio en la presión hidrostática, originado por el descenso del nivel del mar, generaría una sobrepresión del gas en el interior de los sedimentos favoreciendo así la migración de fluidos con gas. Este efecto se incrementaría por la formación y amplificación de ondas internas en el estrecho de Gibraltar (Gasser *et al.*, 2011), que también actuarían a modo de bombas hidráulicas sobre las acumulaciones someras de gas favoreciendo su escape y generando *pockmarks*. En lo referente a carbonatos autigénicos (3) localizados en el talud del golfo de Cádiz es destacable el descubrimiento de amplias zonas con tubos y chimeneas de carbonatos (Fig. 5B) que dieron lugar a grandes montículos de carbonatos (Somoza *et al.*, 2000). Estos montículos se elevan hasta 250 m sobre el fondo y tienen perfiles asimétricos (Díaz-del-Río *et al.*, 2001, 2003; Somoza *et al.*, 2003). Las grabaciones submarinas obtenidas en varios montículos (Ibérico, Cornide, Arcos, Coruña y Hormigas Ridge) revelan la presencia de un gran número de chimeneas carbonatadas con forma de tubo de hasta 3 m de alto, y otras morfologías muy variadas. Los montículos más grandes (Ibérico, Cornide y Coruña) localizados en el GDR están asociados a lajas carbonatadas que se superponen sobre depósitos de fango y margas azules. Las muestras de lajas recuperadas en algunos montículos indican intrusiones de varios episodios de flujos de fango y están colonizadas por corales de aguas frías y profundas (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004; Kopf *et al.*, 2004; León, 2005). También se han identificado grandes colonias de *Callogorgia verticillata* (Cunha *et al.*, 2001, 2002). Las chimeneas de estos montículos están compuestas principalmente por carbonatos autigénicos (ankerita, dolomita de Fe, calcita con alto contenido en Mg y calcita) con agregados de óxidos de hierro pentagonales-hexagonales y framboides de pseudo-pirita (Díaz-del-Río *et al.*, 2003). Los agregados de carbonatos de óxidos de hierro son congruentes con procesos de fermentación en los que se involucran bacterias sulfato-reductoras asociadas a arqueas que oxidan metano, probablemente seguido de la oxidación del hierro (Díaz-del-Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003, Mata *et al.*, 2005). Somoza *et al.* (2003), interpretaron que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-20‰ -46‰) son debidos a la oxidación de una mezcla de gas biogénico y termogénico. Mata *et al.* (2005) consideran que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican la precipitación de carbonatos en presencia de agua de mar desde el Holoceno hasta la actualidad.

Los carbonatos autigénicos derivados del metano (MDAC) aparecen ampliamente extendidos en el golfo de Cádiz, en profundidades de agua que oscilan entre los 400 y los 4000 m, asociados con volcanes de fango (Faro, Hespérides, Jesus Baraza y Porto), mon-

títulos o diapiros de fango (Ibérico y Cornide), escarpes de fallas y a lo largo de crestas diapíricas controladas por fallas (cresta diapírica del Guadalquivir y cresta diapírica de Formosa). También se encuentran MDAC en los canales de Cádiz y del Guadalquivir, en las zonas donde cortan a las dorsales diapíricas de Formosa y del Guadalquivir, y en el canal de la corriente de salida de agua mediterránea (Mediterranean Outflow Water, MOW) al oeste del estrecho de Gibraltar (Magalhães *et al.*, 2012). El contexto geológico donde aparecen los MDAC y su relación con los volcanes de fango, diapiros de fango, crestas diapíricas y fallas, indica que estas estructuras son vías preferentes a través de las cuales tiene lugar el proceso de pérdida de agua intersticial de la acumulación sedimentaria mediante la migración ascendente de fluidos. También se sugirió (Gardner *et al.*, 2001; Díaz-del-Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003; Magalhães, 2007) que parte del escape generalizado de fluidos desde el fondo marino, particularmente en el área ocupada por los MDAC al sur y el sudoeste de la cresta diapírica del Guadalquivir y en la de Formosa, podrían estar relacionados con la desestabilización local de los sedimentos ricos en hidratos de gas en contacto con el MOW.

La comparación de MDACs (Magalhães *et al.*, 2012; Viola *et al.*, 2014) localizados en diferentes contextos tectónicos y estratigráficos del golfo de Cádiz, que van desde la parte interna del arco de Gibraltar (dentro del canal de la MOW frente al estrecho de Gibraltar) hasta el dominio externo del margen (volcán de fango Michael Ivanov, recientemente descubierto a 4500 m en el margen profundo portugués) lleva a la conclusión de que existen tres tipos de estos carbonatos (las chimeneas, las costras y los nódulos). Las chimeneas (Fig. 5B) y costras se formarían en los conductos de circulación de expulsión (bioturbaciones, fracturas u otras discontinuidades sedimentarias) de fluidos ricos en metano en ambientes anóxicos próximos a la zona de reducción del sulfato (SRZ). Se trata de un modelo similar al propuesto por Magalhães and Pinheiro (2007). Las concreciones, que aparecen en el interior de los estratos, están compuestas por sedimentos hemipelágicos y brechas de volcanes de fango cementados por carbonatos (principalmente calcita) lo que para estos autores, junto con los diferentes valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, es un indicativo claro de la presencia de hidratos de gas durante su formación. Se plantea que estos carbonatos autigénicos muy probablemente reflejan una mezcla de fluidos ricos en metano, tanto de origen termogénico como biogénico, y de carbono presente en el agua del mar. Las chimeneas de dolomita se forman en lugares barridos actualmente por la corriente

mediterránea donde el fuerte flujo erosiona los sedimentos no consolidados y las chimeneas quedan expuestas sobre el lecho marino. La abundancia generalizada de MDAC es una evidencia directa de lo extensivo que fueron los episodios de escape de metano en el golfo de Cádiz. La coincidencia espacial y temporal de los diferentes tipos litológicos indica la persistencia de episodios de escape de fluidos durante largos períodos de tiempo.

Los análisis geoquímicos de hidrocarburos y de biomineralizaciones en el golfo de Cádiz sugieren que el gas que escapa tiene un origen mixto, termogénico y biogénico (Ivanov *et al.*, 2000; Mazurenko *et al.*, 2001; Díaz-del-Río *et al.*, 2003; Stadnitskaia *et al.*, 2005).

Sector de Galicia

En este sector se incluye el gas somero que aparece en las rías gallegas así como en la zona del banco de Galicia (Fig. 1). Numerosos estudios (García-Gil *et al.*, 1999a, b, 2000, García-García, 2002; García-Gil, 2003; García-García *et al.*, 2005; Ferrín, 2005; Durán, 2005; Durán, *et al.*, 2000; Diez, 2007; Diez *et al.*, 2007; Martínez-Carreño and García-Gil, 2013; Muñoz Sobrino *et al.*, 2007, 2014) llevados a cabo en el margen atlántico gallego (tanto en las rías como en la plataforma) han puesto de manifiesto la existencia de diversas evidencias (directas e indirectas) de la existencia de gas en los sedimentos de las Rías Baixas, las Rías Altas y en la zona del banco de Galicia. En este capítulo incluimos en las Rías Baixas a las rías de Vigo, Pontevedra, Arousa y Muros, considerando al resto de rías gallegas como Rías Altas.

Las Rías Baixas

Las Rías Baixas (Fig. 1D) son las que están situadas en el margen oeste de la costa gallega, entre la desembocadura del río Miño y el monte Louro. Comprenden de sur a norte: la ría de Vigo, la ría de Pontevedra, la ría de Arousa y la ría de Muros. El registro sedimentario de las Rías Baixas representa un área excelente para estudiar las acumulaciones de gas y su relación (formación y distribución) con los cambios del nivel del mar acaecidos durante el Cuaternario. Este registro también ofrece importante información acerca de los ciclos biogeoquímicos que implican la transformación de los sedimentos y de la materia orgánica, a diferentes escalas temporales (años, décadas y escalas geológicas).

Los registros sísmicos obtenidos en las Rías

Baixas han permitido distinguir hasta ocho tipos de evidencias indirectas de presencia o migración de fluidos: (1) apantallamientos acústicos, (2) domos, (3) diapiros, (4) *pockmarks*, (5) parches oscuros, (6) pequeños montículos sobre el fondo marino, (7) plumas acústicas y (8) turbidez acústica en la columna de agua.

La presencia de pequeños huecos en los sedimentos obtenidos con sacatestigos de gravedad y vibrocores se utilizó como evidencia semi-indirecta de la presencia de gas en el interior de estos sedimentos (García-Gil *et al.*, 1999b). Posteriormente, la extracción del agua intersticial y de su análisis mediante cromatografía de gases (GC-MS) permitió identificar de forma directa al metano como el gas mayoritario (García-Gil *et al.*, 2002; Kitidis *et al.*, 2007). Estudios

sistemáticos más recientes han corroborado la presencia de diferentes concentraciones de metano a lo largo de los testigos sedimentarios en los distintos campos de gas somero cartografiados (Fig. 1D2) (Ferrín *et al.*, 2003; García-García *et al.*, 1999, 2003; García-Gil *et al.*, 2002, 2011; García-Gil, 2003).

Los apantallamientos acústicos representan el tipo más frecuente de acumulación de gas en las Rías Baixas (Fig. 6). La firma sísmica en 2D consiste en una fuerte reflexión coherente en la parte superior de la acumulación (o frente de gas) o reflexión de mayor amplitud (*enhanced reflection*) que produce un enmascaramiento acústico completo del registro sísmico subyacente. No muestran ninguna expresión morfológica en el lecho marino que lo recubre. Las zonas más extensas de apantallamiento acústico se

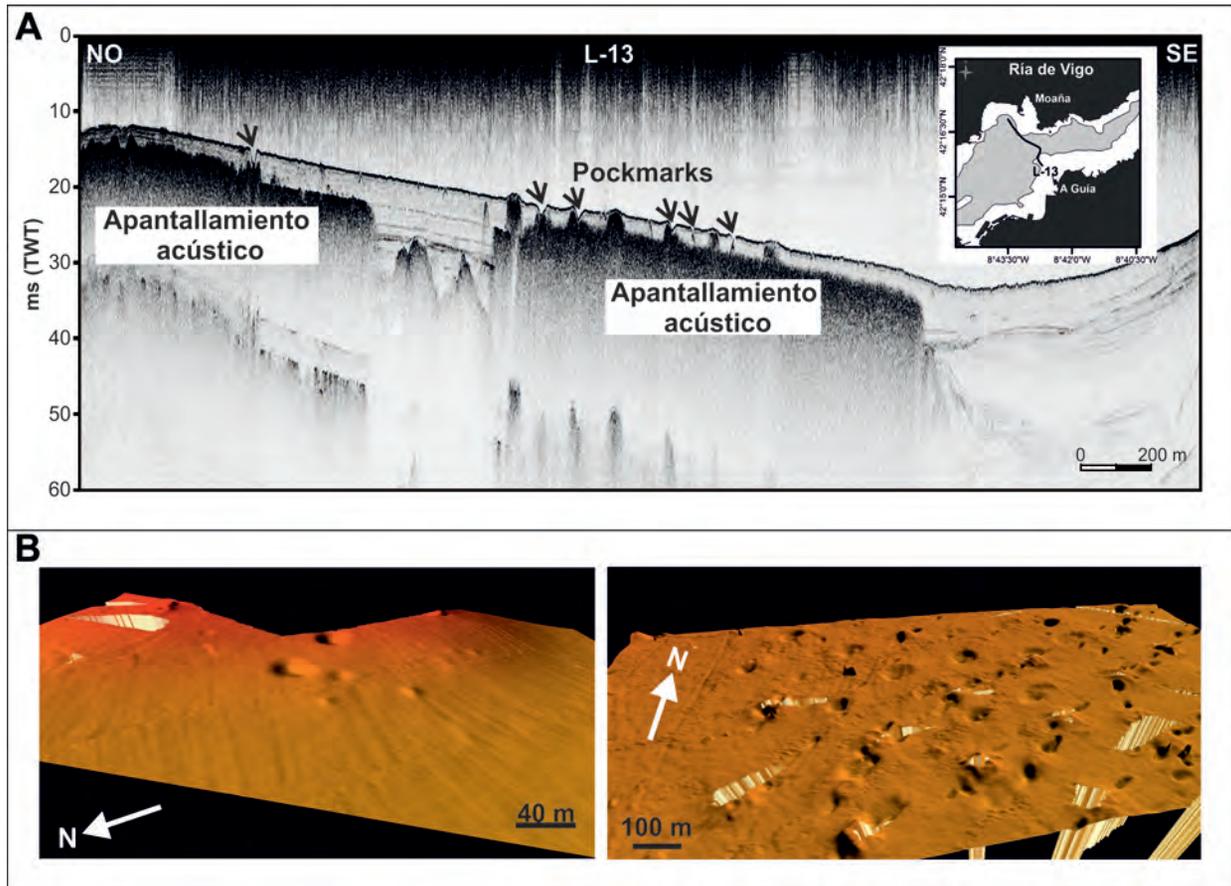


Figura 6. (A) Registro sísmico de muy alta resolución (3.5 kHz) obtenido en la ría de Vigo donde se observa un apantallamiento acústico debido a la presencia de una acumulación de gas muy próxima a la superficie del fondo actual (a menos de 1 m). También se aprecia la presencia de *pockmarks* y de las zonas preferentes de escapes de gas. (B) Registros de ecosonda multihaz obtenidos en la ría de Vigo. Se aprecia la presencia de depresiones debidas al escape de gas (*pockmarks*) así como formas de montículos debidas a las acumulaciones de materiales (fangos y fragmentos de bivalvos) procedentes de las bateas de mejillón.

Figure 6. (A) Very high-resolution seismic profile (3.5 kHz) in the Ria de Vigo showing an acoustic blanking zone due to the presence of gas accumulations near the seabed (less than 1 metre below the surface). It also shows the presence of *pockmarks* and main paths of gas escape. (B) Multibeam echosounder images obtained in the Ria de Vigo. They show depressions related to gas escapes (*pockmarks*) and mounds formed by the accumulation of debris (mud and bivalve shells) from mussel rafts.

han cartografiado en las rías de Vigo y Arousa, alcanzando valores de 24.8 km² y 30.1 km², respectivamente. Sin embargo, en las rías de Muros (Magariños-Álvarez *et al.*, 2002) y Pontevedra (Durán *et al.*, 2007), las zonas de apantallamiento acústico ocupan extensiones menores (11.5 km² y 4.5 km², respectivamente) y están situadas en las zonas más internas. En todas las rías se observó que el frente acústico se encontraba más próximo a la superficie del fondo actual en las zonas más internas y someras, mientras que su profundidad aumentaba hacia las zonas externas y de mayor profundidad.

Los domos aparecen como un suave relieve sobre el fondo del mar circundante, de formas redondeadas u ovoides en el sonar de barrido lateral (SBL), con un diámetro medio de 50 m, llegando en ocasiones a alcanzarlos 100 m. La altura media sobre el fondo es generalmente de 0.7 m. Los registros sísmicos de alta resolución de Uniboom y perfilador de fondos (3.5 kHz) revelan un ascenso del frente del gas somero justo debajo de estos domos. Muestras de sedimentos tomadas sobre los mismos domos indican la presencia de fangos (García-Gil *et al.*, 2001). La localización de domos está restringida a las áreas internas de las rías de Muros y Arousa.

Los diapiros son morfologías características de la

migración/acumulación de fluidos, caracterizadas sísmicamente por la baja impedancia en los registros sísmicos de Uniboom (Fig. 7), un hecho que permite diferenciarlos de las intrusiones plutónicas (granito) que también están presentes en los mismos registros sísmicos de la zona. Es un hecho a destacar que dichos diapiros solamente han sido identificados en los registros sísmicos de Uniboom de la ría de Pontevedra (García-Gil, 2003; Durán, 2005). En dicha ría aparecen afectando y deformando los sedimentos que componen la secuencia cuaternaria más antigua que está situada por debajo de la superficie erosiva correlacionada con la bajada del nivel del mar relativo, y que tuvo lugar en la región durante el último máximo glacial (LGM). La cartografía de estas estructuras muestra que su posición coincide con los puntos de intersección de fallas, reconocibles incluso mediante SBL en el fondo marino. Se interpreta que estos diapiros tienen su origen en la migración de fluidos (probablemente procedente de fuentes termales) ascendiendo a través del sistema de fracturas que afectan a los sedimentos cuaternarios anteriores al LGM. Estas fracturas, con orientaciones de NO-SE, N-S y NE-SO, corresponden a antiguas fallas tardi-hercínicas reactivadas durante el Terciario-Cuaternario (Juliver *et al.*, 1972).

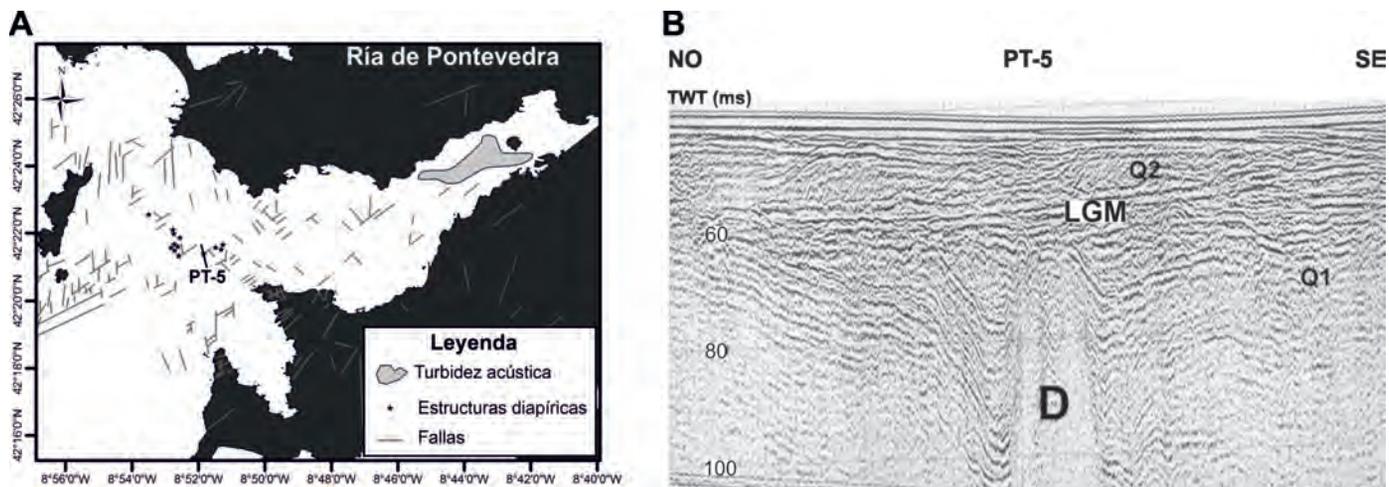


Figura 7. (A) Cartografía de fallas identificadas en los registros de sonar de barrido lateral de la ría de Pontevedra (modificada de Durán *et al.*, 2000). (B) Registro sísmico de Geopulse de la ría de Pontevedra donde se observa la presencia de dos formas diapíricas (D) que deforman la secuencia Q1. Esta secuencia se identifica por debajo de la discontinuidad que se interpreta como la superficie de erosión originada durante la bajada relativa del nivel del mar, durante el último máximo glacial (LGM), y es atribuida al Cuaternario, aunque no se puede descartar una edad más antigua; la secuencia Q2 tiene una edad del Pleistoceno-Holoceno.

Figure 7. (A) Mapping of faults identified in the side scan sonar records of the ría de Pontevedra (modified from Durán *et al.*, 2000). (B) Geopulse seismic record of the ría de Pontevedra, where the presence of two diapire structures (D) which deform the Q1 sequence. This sequence, identified below the discontinuity, is interpreted as the erosive surface caused during the fall in the relative sea level, during the Last Glacial Maximum (LGM), and is attributed to the Quaternary period, although there is arguably an older age; sequence Q2 is Pleistocene-Holocene in age.

Los *pockmarks* aparecen como depresiones poco profundas sobre los fondos, con un diámetro medio de 5 m y menos de 1 m de profundidad. Sin embargo, en los perfiles sísmicos y en los registros de sonar de barrido lateral de la parte más interna de la ría de Arousa, los *pockmarks* pueden llegar a tener varias decenas de metros de diámetro y profundizar sobre el fondo marino hasta 1.5 m. En la ría de Vigo se identificaron 830 *pockmarks* de pequeño tamaño, con diámetros que varían entre 3.7 y 59.4 m, y que pueden llegar a profundizar hasta 2.5 m (Fig. 6). Estos *pockmarks* presentan fundamentalmente una forma circular en planta. Sin embargo, también se cartografiaron algunos *pockmarks* alargados en dirección NE-SO. Dentro de la ría de Vigo, los *pockmarks* de mayor tamaño aparecen directamente relacionados con los polígonos de bateas (las bateas son estructuras flotantes de forma cuadrada con unos 25 m de lado, hechas de maderas y ancladas al fondo mediante una cadena, de las que cuelgan unas cuerdas donde se fijan y crecen los mejillones). Se considera que las zonas de bateas poseen elevadas tasas de sedimentación y grandes aportes de materia orgánica al fondo procedentes de la actividad fisiológica de los mejillones que se precipita sobre el fondo, donde el apantallamiento acústico (y por tanto, la acumulación de metano) aparece muy próximo a la superficie del fondo actual. Estas condiciones favorecerían el escape violento de gas desde el sedimento hacia la columna de agua.

Se han apreciado algunas coincidencias entre los domos y los *pockmarks* en ría de Arousa: (1) coincidencia espacial de aparición en la zona interna de la ría y (2) similitud en sus dimensiones. Debido a estas relaciones se ha interpretado que los domos podrían representar las etapas previas a la formación de algunos *pockmarks* (García-Gil, 2003).

Los parches oscuros (*dark patches*) se han identificado en los registros de sonar de barrido lateral como áreas de alta reflectividad (*backscatter*). Son suaves depresiones muy someras, circulares o elípticas en planta, de varias decenas de metros de diámetro. Estos parches oscuros están frecuentemente asociados a las acumulaciones de gas más superficial, a los domos o *pockmarks* en las rías de Arousa y Muros. Los análisis de muestras de dragas indican que el sedimento es fangoso.

En la literatura científica hay al menos dos explicaciones diferentes para el origen de los parches oscuros: (1) depresiones poco profundas, con los sedimentos más gruesos solamente en la superficie, debido a la removilización de los sedimentos más finos durante la expulsión de gas (Hovland, 1984), ó (2) áreas donde el gas asciende hasta los sedimentos

de la superficie marina (Hagen y Vogt, 1999). En las Rías Baixas, la concurrencia espacial de acumulaciones de gas muy someras, parches oscuros y pequeños montículos (Fig. 6) sugiere que todas ellas están relacionadas con la presencia de gas. La acumulación de gas muy próxima a la superficie del fondo marino sería responsable de la dispersión de la energía acústica, debido a la presencia de burbujas de gas, dando lugar al patrón oscuro en el sonar de barrido lateral.

Los pequeños montículos sobre la superficie del fondo actual se identificaron en los registros de sonar de barrido lateral de la ría de Muros. Tienen unos 5 m de diámetro y se elevan 1 m sobre el fondo, localizándose a unos 10-15 m de profundidad. En la ría de Arousa llegan a alcanzar diámetros que oscilan entre los 15 y los 45 m y alturas que varían entre 1 y 2 m, en profundidades de 15 a 20 m. Estos montículos tienen expresiones morfológicas sobre la superficie en los registros de ecosonda y en los de Uniboom. Las muestras, obtenidas con la draga van Veen, en dichos montículos indican que poseen una composición fangosa. Los registros de Uniboom reflejan la presencia de apantallamientos acústicos de hasta 3.7 km a lo largo de las líneas, por debajo de los *mounds* y muy próximos al fondo actual, sugiriendo una génesis relacionada con la presencia de metano (García-Gil *et al.*, 2001).

Las plumas acústicas (*acoustic plumes*) y la turbidez acústica en forma de nube (*cloudy turbidity*, Iglesias and García-Gil, 2007) en la columna de agua identifican principalmente en los registros de ecosonda y de perfilador de fondos (3.5 kHz), y con frecuencia se presentan en contextos relacionados con las acumulaciones de gas somero (Fig. 8).

Los escapes de fluidos se localizan sobre las zonas donde existen acumulaciones de gas poco profundas o en sus inmediaciones (Fig. 8). También se observan escapes en puntos de intersecciones de los sistemas de fallas principales o a lo largo de las superficies de contacto, entre las rocas del basamento y los sedimentos. En estas áreas de escapes (*seeps*), la permeabilidad de las facies presentes no permite constituir un sello eficiente, por lo que los fluidos escaparían tanto por migración vertical como lateral (García-Gil, 2003; Martínez-Carreño and García-Gil, 2013).

Martínez-Carreño y García-Gil (2013) realizaron un análisis combinado de perfiles sísmicos de alta resolución, temperatura del sedimento, salinidad del agua intersticial y presión hidrostática, estableciendo: (1) una relación directa entre la profundidad de gas libre y la presión hidrostática, y (2) un vínculo directo entre la temperatura del sedimento y el número de plumas acústicas (*seeps*) emitidas a la columna de agua desde los fondos marinos. Asimismo, constataron la

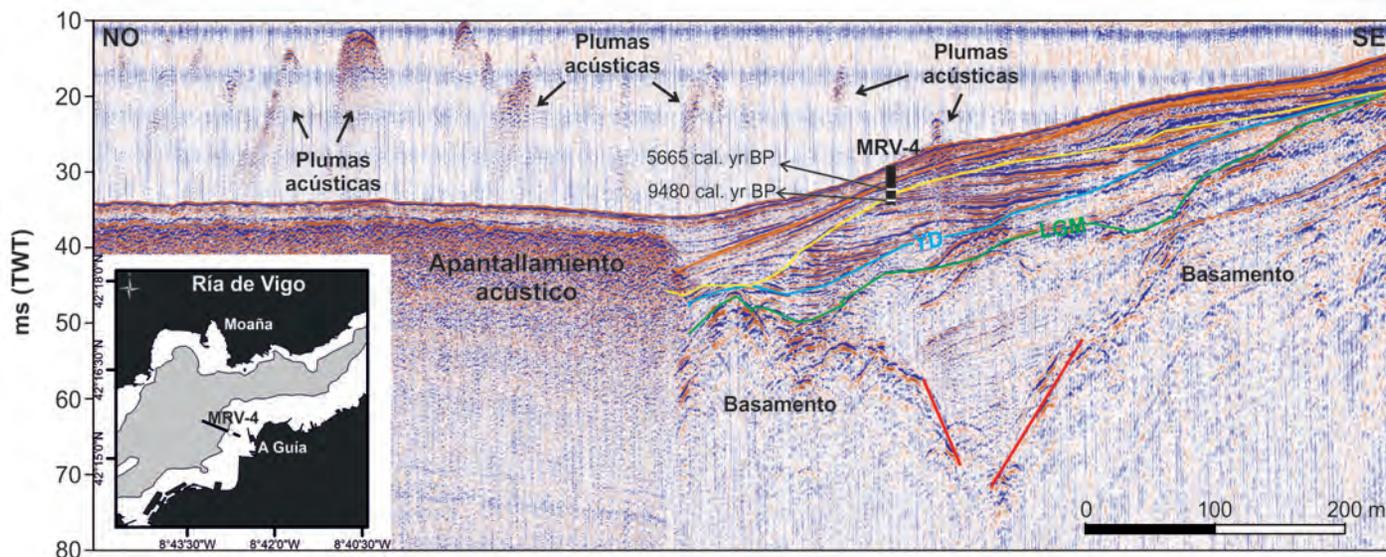


Figura 8. Registro sísmico de Geopulse de la ría de Vigo. Se observa un extenso apantallamiento acústico debido a la presencia de gas en el sedimento, así como plumas acústicas en la columna de agua, debidas al escape de gas desde el fondo marino. Los reflectores marcados en diferentes colores corresponden a discontinuidades estratigráficas, superficies erosivas correlacionadas con las bajadas relativas del nivel del mar durante: (1) el último máximo glacial (LGM en color verde), (2) el evento frío del Younger Dryas (YD en color azul), y (3) aproximadamente 4ka (color naranja). También se muestra la localización de un *vibrocore* (MRV-4) con las dataciones de ^{14}C obtenidas.

Figure 8. Geopulse seismic profile in the Ria de Vigo showing an extensive acoustic blanking area due to the presence of gas in the sediment, and acoustic plumes in the water column associated to gas escapes. Coloured reflectors correspond to stratigraphic discontinuities, erosive surfaces related to relative sea-level drops during: 1) the Last Glacial Maximum (LGM, green color), 2) the Younger Dryas cold event (YD, blue colour), and 3) approximately 4 ka (orange colour). It also shows the position of a vibrocore (MRV-4) with ^{14}C dating.

existencia de más escapes en verano que durante el invierno, cuando la temperatura del sedimento es mayor, lo que indica una variación estacional de dichos escapes en la ría. La salinidad no mostró diferencias significativas entre el agua del fondo de la ría y la del agua intersticial en los sedimentos, por lo que no se considera un factor significativo en el control de la profundidad de los frentes de gas.

Origen del gas en las Rías Baixas

En todas las rías se puede ver que las acumulaciones de gas se presentaban, fundamentalmente, dentro de la unidad sísmica holocena más reciente (Fig. 8), aunque también se ha identificado su presencia en unidades infrayacentes. En la ría de Vigo se observa que las acumulaciones de gas aparecían en mayor o menor medida en todo el relleno Holoceno, indicando que la generación de gas (metano) tuvo lugar principalmente durante el ascenso relativo del nivel del mar acaecido inmediatamente después del evento frío del *Younger Dryas*.

Las acumulaciones de gas en las rías aparecen vinculadas a zonas de sedimentos fangosos, con alto contenido en materia orgánica. Los resultados de los

análisis geoquímicos realizados en varios testigos extraídos en la ría de Vigo, muestran un contenido de carbono orgánico total en el sedimento (COT) entre 2-10%. Las variaciones relativas del nivel del mar son el principal factor de control en el tipo (sedimento de tamaño fino frente a grueso) y distribución (espacial y vertical) de las facies sedimentarias que generan o permiten que el gas se acumule o escape.

Martínez-Carreño and García-Gil (2013) también mencionan la presencia de escapes (*seeps*) y *pockmarks* activos, a la vez que corroboran la ausencia de cambios en las acumulaciones (no varían ni espacial ni verticalmente) durante los diez últimos años, por lo que concluyen que la generación de metano y su escape hacia la columna de agua son procesos en equilibrio, al menos en la ría de Vigo.

Las imágenes de rayos-X de testigos de gravedad tomados en las distintas rías muestran evidencias indirectas de la presencia de burbujas de gas en los sedimentos. El gas presente se visualiza en dichas imágenes como pequeñas manchas blancas, alargadas, con cierta deformación en los límites del testigo, producida durante la extracción mecánica del mismo (Fig. 9).

Los análisis mediante cromatografía de gases muestran que el metano es el gas predominante con-

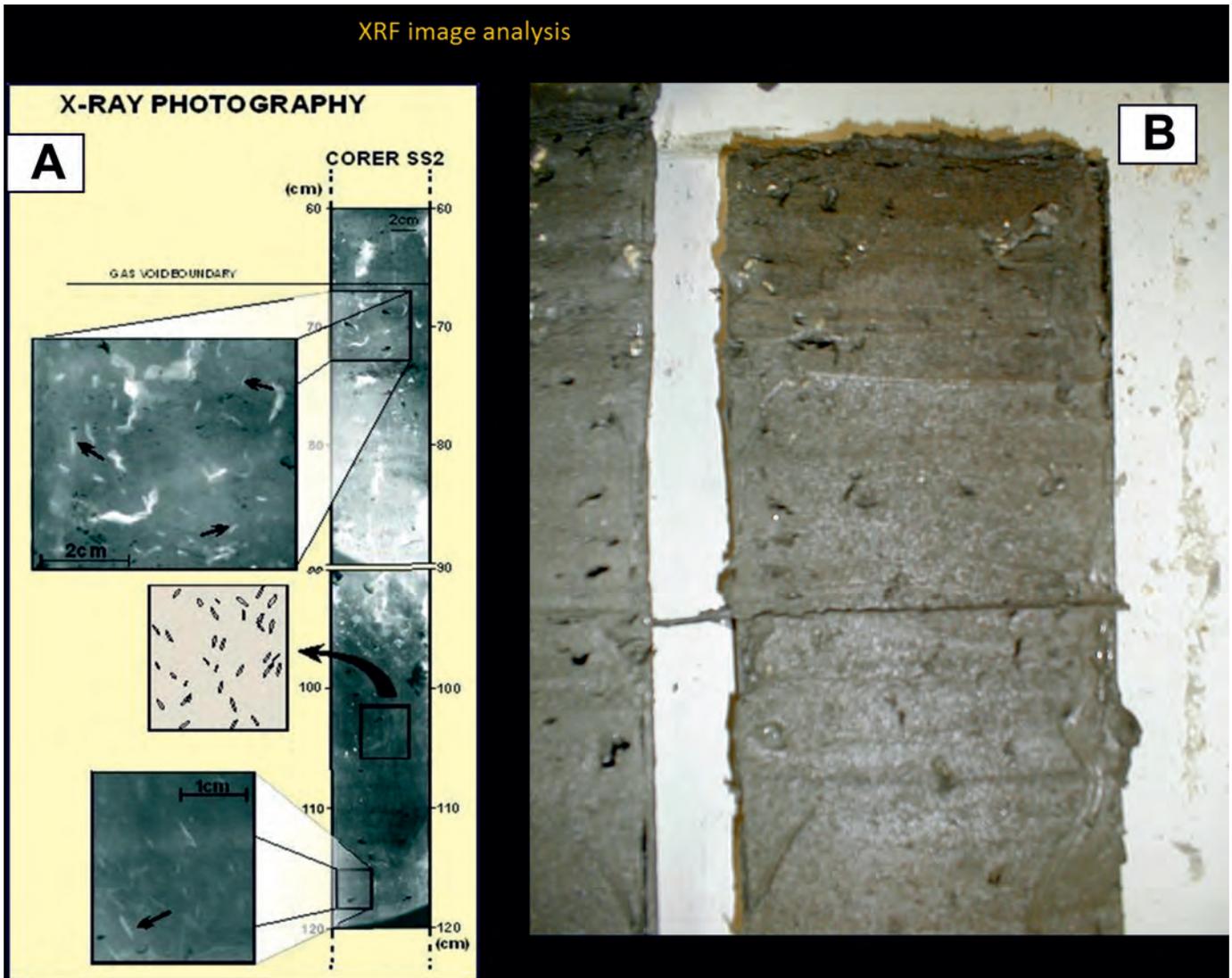


Figura 9. Testigo de gravedad recuperado dentro de la bahía de San Simón, ría de Vigo. (A) La imagen de rayos-X muestra la presencia de pequeñas burbujas alargadas. (B) Fotografía de las facies fangosas cohesivas del testigo donde se aprecian las pequeñas vacuolas correspondientes a burbujas de gas.

Figure 9. Gravity core from the San Simon Bay, ría de Vigo. (A) X-ray image displaying the presence of gas bubbles. (B) Photograph of cohesive muddy facies showing little holes from gas bubbles.

tenido en estos sedimentos (Fig. 10). Los análisis de metano en el sedimento y de sulfato en el agua intersticial, permiten identificar la presencia de una zona de transición de sulfato- metano (SMTZ), a una profundidad comprendida entre 60 y 80 cm por debajo de la superficie del fondo, en la bahía de San Simón (ría de Vigo), en la que se registra una drástica disminución del sulfato (<1.7 mM) y un incremento del metano (>0.4 mM). El techo de la turbidez acústica, o frente del gas, coincide o se sitúa por debajo del límite inferior de la SMTZ. Este metano no puede proceder de las rocas del basamento infrayacente (granitos y/o esquistos y gneises) por lo que su ori-

gen más probable es la degradación microbiana de la materia orgánica presente en los sedimentos holocenos de las Rías Baixas (García-Gil, 2003). García-Gil *et al.* (2011) estiman que los sedimentos holocenos de la bahía de San Simón contenían $1.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ de carbono orgánico y aproximadamente 275 toneladas de metano. Durante el periodo de sedimentación de la secuencia holocena en las Rías Baixas, se acumularon grandes cantidades de materia orgánica, que procedería de la vegetación de las áreas emergidas circundantes a las rías (introducida mediante escorrentía) y de la alta productividad de estos medios marinos someros.

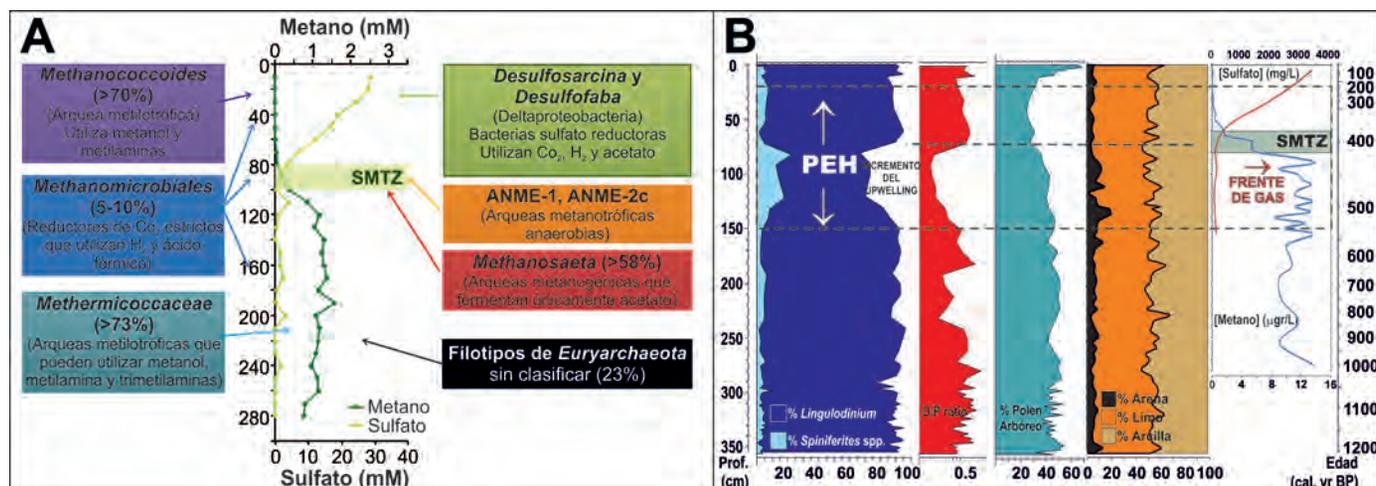


Figura 10. (A) Testigo de gravedad obtenido en el centro de la bahía de San Simón, mostrando los perfiles de variación vertical de concentraciones de metano y sulfato, la zona de transición de sulfato- metano (SMTZ) y la biodiversidad de microorganismos encontrada en las diferentes zonas. (B) Compendio de resultados palinológicos, cronológicos, texturales y geoquímicos obtenidos a partir de los análisis realizados en los sedimentos de un testigo de gravedad (Core-8) recuperado en la bahía de San Simón (ría de Vigo).

Figure 10. (A) Gravity core obtained in the San Simón Bay (Ría de Vigo) showing vertical profiles of methane and sulfate concentration, sulfate-methane transition zone (SMTZ) and associated microbiological biodiversity found at different depths. (B) Compilation of palynological, chronological, textural and geochemical results of a gravity core (Core-8) recovered in the San Simón Bay (ría de Vigo).

Dentro de la zona SMTZ se asume que el flujo de difusión descendente del sulfato está en equilibrio con el flujo difusivo ascendente del metano y con los oxidantes anaerobios del metano consistentes en un consorcio de arqueas metanotróficas (ANME) y de bacterias reductoras del sulfato principalmente de los géneros *Desulfosarcina*, *Desulfococcus*, *Desulfonema* y otros (Fig. 10A). Por debajo de la SMTZ domina la metanogénesis, de modo que la concentración de metano aumenta, llegando incluso a sobrepasar su límite de solubilidad dando lugar a la formación de burbujas de gas. Estas burbujas tienden a ascender en el sedimento, pero una vez llegan a la SMTZ se disuelven, debido a que la concentración de metano en el agua intersticial disminuye a causa de la oxidación anaerobia llevada a cabo por los microorganismos y es inferior al límite de solubilidad del metano (García-Gil *et al.*, 2011).

Análisis preliminares mediante radio-trazadores realizados en el *Max Planck Institute for Marine Microbiology* (Alemania) mostraron la existencia de oxidación de metano, debido a la presencia de microorganismos anaerobios que aparecían en los sedimentos de zonas de escape metano (ej., bahía de San Simón); aunque esta actividad era mucho más baja que la encontrada en las zonas de hidratos de gas. En los sedimentos de esta bahía la razón era de 0,5 nmol/cm³/día, mientras que en hidratos de gas los valores son de 2 mol/cm³/día (García-Gil, 2003).

Por otro lado, los análisis palinológicos (polen,

dinoflagelados y otros) combinados con la estratigrafía sísmica de alta resolución (Muñoz Sobrino *et al.*, 2012) han permitido realizar la reconstrucción de los cambios en las dinámicas ambientales y de las variaciones relativas del nivel del mar en el NO de la Península Ibérica (Fig. 10B). El objetivo que se persigue con ello es el de contextualizar los ambientes sedimentarios en los que se genera, se acumula o escapa el gas metano en las rías. El contexto cronostratigráfico se ha establecido mediante las dataciones de ¹⁴C y los marcadores polínicos correlacionados con una serie de acontecimientos históricos. Se han identificado intensificaciones mayores en el régimen del afloramiento de aguas marinas profundas en las rías (*upwelling*), coincidentes con estadios positivos predominantes de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), datados hace 4600-4300, 3800-3600, 3200-2700 y 2600-2400 a. cal. BP. El cortejo sedimentario de nivel alto del mar temprano (*Early Highstand Systems Tract*, EHST) tendría una edad de aproximadamente 4500 a 3200 a. cal. BP, seguido de un cortejo tardío de nivel alto (*Late Highstand Systems Tract*, LHST) durante el que se inundarían las partes más internas de las rías (ej. bahía de San Simón). Los sedimentos del cortejo transgresivo (*Transgressive Systems Tract*, TST) infrayacente son también ricos en materia orgánica debido a la alta productividad de estas áreas marinas someras y son inmediatamente recubiertos por los sedimentos más finos (fangos) del HST. Este sello ha permitido la preservación de esta

materia orgánica, que puede ser degradada por microorganismos capaces de generar metano en el seno de dichos sedimentos. La mayoría de las acumulaciones de gas en las Rías Baixas aparecen en los sedimentos del HST, aunque también se observan algunas dentro del TST de la secuencia holocena (Martínez-Carreño y García-Gil, 2013).

Las Rías Altas

Las Rías Altas gallegas engloban un gran número de rías que se encuentran al norte de Monte Louro. Dentro de este grupo, con evidencias de gas se incluyen las rías de A Coruña (16 km²), la de Ares-Betanzos (73 km²) y la de Ferrol (25 km²). Debido a su posición

geográfica también se ha incluido dentro de este grupo el Seno de Corcubión (130 km²), ya que el estudio no se restringe a la ría de Corcubión, localizada en la parte más interna del seno. La profundidad máxima del agua en estas rías es de 30 a 43 m, excepto en Corcubión donde se alcanzan profundidades de 80 m.

En las rías altas el gas somero ha sido localizado en las rías de Corcubión, A Coruña y Ferrol, donde se han identificado apantallamientos acústicos y plumas acústicas (Fig. 11). En la ría de Corcubión el gas somero afecta a un área total de 2.44 km², con frentes de gas situados entre 1 y 11 ms (TWT) de profundidad respecto al fondo marino. Dentro de la ría de A Coruña se reconocieron dos pequeños campos de gas superficial con una extensión total de 0.8 km², en los que los frentes de gas aparecían entre 1 y 19.5 ms

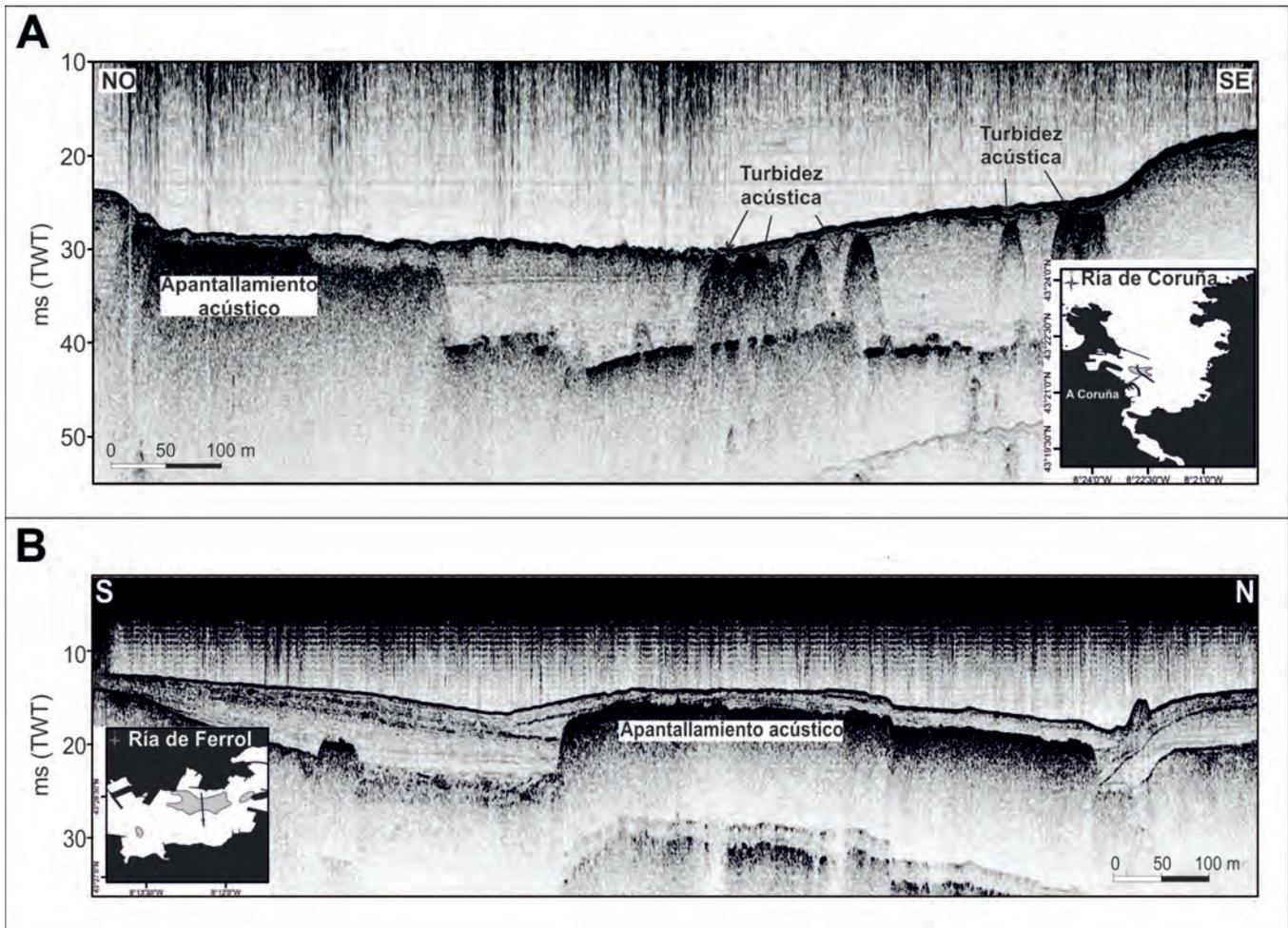


Figura 11. Registros sísmicos de alta resolución (3.5 kHz) obtenidos en la ría de A Coruña (A), y en la ría de Ferrol (B). En ambos ejemplos se muestra la presencia de apantallamientos acústicos y zonas de turbidez acústica, debidos a la presencia de gas muy somero en los sedimentos.

Figure 11. High-resolution seismic profiles (3.5 kHz) from Ria de A Coruña (A) and Ria de Ferrol (B) showing acoustic blanking and acoustic turbidity patterns due to the presence of shallow gas in the sediment.

(TWT) de profundidad. Por último, los campos de gas en la ría de Ferrol ocupan 0,9 km² y el gas se encuentra a profundidades comprendidas entre 1.5 y 10 ms (TWT) respecto a la superficie del fondo.

En general, al igual que ocurre en las Rías Baixas, los campos de gas coinciden con áreas ocupadas por sedimentos fangosos. No obstante, la extensión y volumen de las acumulaciones de gas en las Rías Altas es menos importante que las acumulaciones identificadas en las Rías Baixas. Este hecho se puede explicar por varias razones: (1) la superficie de las cuencas de las Rías Altas es menor, (2) las áreas con sedimentos fangosos son también más reducidas, (3) son rías más abiertas y expuestas a las condiciones de mar abierto (oleaje y temporales) y (4) el afloramiento de aguas marinas profundas (*upwelling*) penetra menos que en las Rías Baixas. Son todas ellas condiciones que pueden provocar un menor potencial de acumulación y preservación de la materia orgánica en las rías (García-Gil *et al.*, 2007). Las investigaciones en curso, especialmente el análisis de estratigrafía sísmica, arrojarán más luz sobre estas cuestiones y permitirán alcanzar conclusiones más específicas (Proyecto ECOMER).

Banco de Galicia

El estudio de los colapsos gigantes presentes en la región del Banco de Galicia (Fig. 1D) a partir de la interpretación de las estructuras observadas, tanto en el mosaico de ecosonda multihaz dual (EM-12) como en los perfiles sísmicos (monocanal y multicanal) de alta resolución (Vázquez *et al.*, 2009), han hecho posible localizar tres grandes depresiones de geometría aproximadamente circular situadas en la Zona Transicional (Figs. 1D y 12), que se encuentran a profundidades comprendidas entre 1600 y 1900 m y presentan un diámetro comprendido entre 3000 y 5000 m, con una profundidad de 100 a 370 m de la parte central con respecto a los bordes (Vázquez *et al.*, 2009; Ercilla *et al.*, 2011). La depresión 1, que se ha denominado "O BURATO ERGAP" (Figs. 1D1 y 12) y se estudió con más detalle por medio de perfiles de sísmica multicanal de alta resolución, se encuentra en la parte superior de un suave abombamiento con morfología de domo. Tres características principales definen a esta depresión: (1) es un elemento erosivo con forma U/V en sección transversal, mostrando una sección simétrica de dirección SO-NE y asimétrica según una dirección O-E; 2) la depresión se sitúa sobre un pequeño cuerpo diapírico que se eleva al menos entre 800 y 1000 ms (TWT) y produce el plegamiento en domo de las unidades suprayacentes; y

3) a ambos lados de la depresión se observa una intensa fracturación normal. Por otro lado, al O de la depresión se identifica una zona de anomalías acústicas, facies columnares transparentes, asociadas al escape de fluidos.

Las tres depresiones estudiadas en el margen continental del oeste de Galicia se han interpretado como grandes colapsos de la superficie del fondo asociados a unidades sedimentarias post-*rift* (Groupe Galice, 1979) con dinámica de fluidos viscosos en el subsuelo del margen (Unidad 3 de edad Albiense; Ercilla *et al.*, 2008; Vázquez *et al.*, 2008). El abombamiento de la superficie se originaría por el ascenso diapírico desde los niveles viscosos y los colapsos se ocasionarían por una intensa fracturación normal con geometría de graderío, relacionada con la alta movilidad de los niveles viscosos infrayacentes.

El carácter erosivo que presenta la depresión del colapso de "O BURATO ERGAP", prácticamente sin relleno sedimentario, indicaría bien una tasa de sedimentación muy baja en esta parte del margen o un origen muy reciente; e incluso un posible funcionamiento similar al de un *pockmark*, donde el escape de fluidos procedentes, probablemente de la propia formación sedimentaria de comportamiento viscoso (Unidad 3 de las "Arcillas Negras"), produciría la erosión de las unidades suprayacentes.

Sector del mar Cantábrico

El margen Ibérico del mar Cantábrico (Fig. 1D) es una zona históricamente menos estudiada, que las previamente consideradas, desde un punto de vista geológico. La presencia de gas en este margen tiene su máximo exponente en algunas explotaciones dedicadas a la extracción de gas natural, como la estación 'la Gaviota', a pocos kilómetros mar adentro, justo en frente al cabo Machichaco. Se trata realmente de un almacenamiento de gas que ocupa un antiguo yacimiento, en plena plataforma continental, ya consumido y reutilizado actualmente de almacén. Sin embargo, excepto en esta zona de la plataforma vasca y en la zona de la costa asturiana, donde sí se han llevado a cabo diversos estudios y exploraciones, muchos de ellos de carácter privado y comercial, este margen continental no es una zona de especial interés para el estudio del gas en sedimentos, en particular para el caso del gas somero.

Aun no teniendo gran relevancia en este aspecto, diversos estudios y campañas han puesto de manifiesto algunas evidencias de presencia de gas en este margen.

Aparte de los sondeos y estudios petroleros que

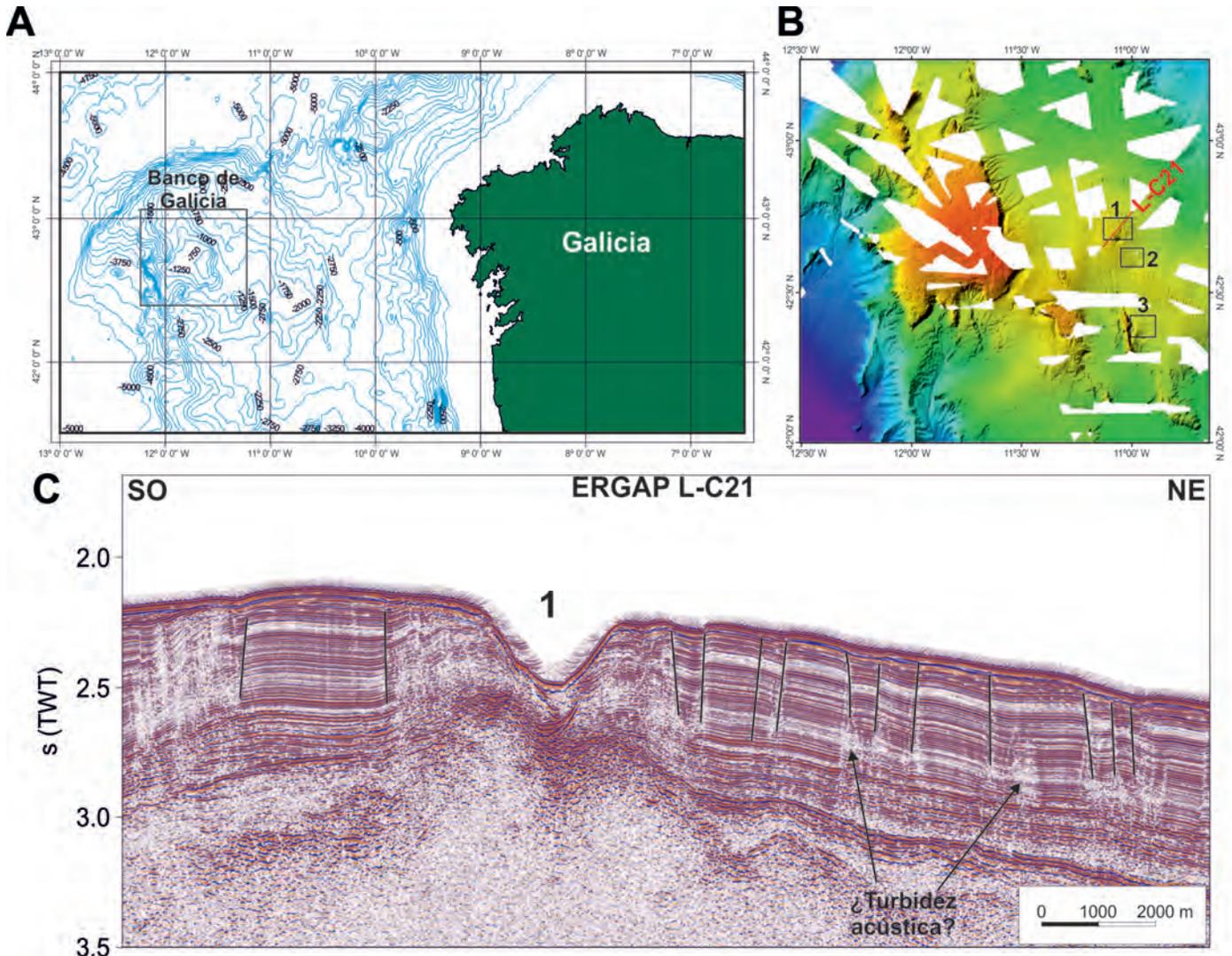


Figura 12. (A) Mapa batimétrico del margen occidental de Galicia. (B) Batimetría multihaz del banco de Galicia donde se señalan las localizaciones de tres grandes depresiones circulares y la posición del registro sísmico L-C21. (C) Registro sísmico de alta resolución (Air-gun) en la zona oriental del Banco de Galicia donde se observa una amplia depresión (O Burato ERGAP) asociado a una estructura diapírica infrayacente y fracturas que sirven como posibles vías de migración de fluidos. (Campaña ERGAP-2007).

Figure 12. (A) Bathymetric map of the western margin of Galicia. (B) Multibeam bathymetry of the Galicia Bank where the locations of three large circular depressions and the position of the seismic record L-C21. (C) High-resolution seismic record (Air-gun) in the eastern part of the Galicia bank where there is a wide depression (O Burato ERGAP) an underlying diaper structure and fractures that serve as possible routes of migration of fluids. (ERGAP Survey, 2007).

se vienen realizando desde los últimos 30 años en la plataforma continental asturiana y su talud adyacente (plataforma marginal asturiana y banco de Le Danois) y con los que se ha demostrado la presencia de gas natural en el margen cantábrico, en el golfo de Vizcaya, se han encontrado otras evidencias de la presencia de gas en sus sedimentos. Se trata de evidencias sísmicas de acumulaciones de gas en la plataforma continental vasca (Jouanneau *et al.*, 2008) y de *pockmarks* en el flanco sur del Cap Breton, justo a continuación del borde de la plataforma continental

vasca (Gillet *et al.*, 2008), en la plataforma de talud al norte del cabo Ortegal (*Ortegal Spur*; Jané *et al.*, 2010), y en la plataforma marginal de Landas (Iglesias *et al.*, 2010).

Talud continental de Galicia-Ortegal Spur-

En el borde oeste del margen Cantábrico, en la zona de Galicia, Jané *et al.* (2010) describen un campo de *pockmarks* sobre una plataforma del talud superior

situada entre los 200 y 400 m llamada *Ortegal Spur*. El campo de *pockmarks* está constituido por 445 depresiones, de entre 29 y 448 m de diámetro, en forma de U, V o W, con planta circular u oval, algunos con terrazas internas. Basados en estas características morfológicas, los autores clasifican los *pockmarks* en cuatro grupos principales: regulares, irregulares, asimétricos y compuestos. Además, también identifican numerosos *pockmarks* enterrados (Fig. 13). La formación de *pockmarks* se produce por la migración vertical de gas termogénico profundo (de unidades Cretácicas) a favor de los sistemas principales de fallas (NNO a N, NE y ESE) que no afectan a los sedimentos cuaternarios, y que pasan a funcionar como el sello necesario para la formación de estos *pockmarks* (Jané *et al.*, 2010).

Plataforma continental vasca

En los registros sísmicos de *sparker*, obtenidos en una expedición francesa (2003-2004) con el objetivo de caracterizar sedimentológicamente la plataforma continental vasca, Jouanneau *et al.* (2008) encontraron apantallamientos acústicos que enmascaraban la organización paralela de los depósitos. Estos apantallamientos acústicos, interpretados como pequeñas acumulaciones de gas, son muy poco extensos y muy puntuales, y se identificaron en algunos de los interfluvios de la cabecera del cañón submarino de San Sebastián, que se enraíza ya en la parte distal de la plataforma. Aunque Jouanneau *et al.* (2008) no discuten sobre el origen de este gas, las características de

las acumulaciones en los registros sísmicos parecen indicar que se trata de gas somero formado en el interior de los propios sedimentos que lo contienen.

Por otro lado, se ha propuesto un origen termogénico para el gas natural así como los hidrocarburos de la plataforma marginal asturiana y de las explotaciones de la plataforma continental vasca (Claverol and Gallastegui, 2002). La hipótesis más aceptada sobre la génesis de este gas es que la fuente del mismo se halle en los niveles de lutitas negras jurásicas, con muy alto contenido en carbono orgánico; y que una vez generado pueda haber migrado parcialmente hacia otros niveles litológicos de mayor porosidad.

Talud continental superior vasco - Flanco sur del Cap Breton

Justo a continuación de la plataforma continental vasca, en la zona de talud que constituye el flanco sur del cañón submarino del Cap-Breton, Gillet *et al.* (2008) identifican un amplio campo de *pockmarks* sobre un interfluvio que separa dos pequeños tributarios de dicho cañón. Este campo se localiza a una profundidad de entre 400 y 800 m, y en él se identifican depresiones individuales de 100-200 m de diámetro y grupos o alineamientos de *pockmarks* de 300-600 m.

El gas somero que origina estos *pockmarks* se generaría en los depósitos de canal de antiguos tributarios del cañón principal. Estos paleo canales se encuentran completamente rellenos hoy en día y sin

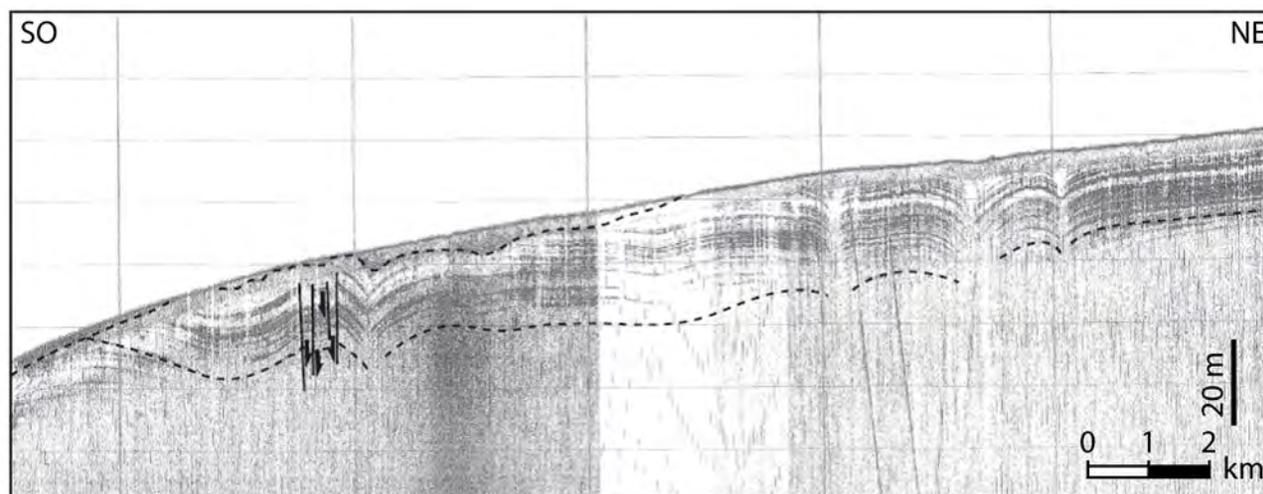


Figura 13. Registro sísmico de muy alta resolución (TOPAS) mostrando *pockmarks* enterrados en la zona de Cabo Ortegal. Modificada de Jané *et al.* (2010).

Figure 13. Very high-resolution seismic profile (TOPAS) showing buried *pockmarks* in Ortegal Cape. Modified from Jané *et al.* (2010).

expresión morfológica superficial. Sin embargo, los *pockmarks* generados presentan una clara alineación, que según los datos sísmicos, coincide con el trazado de esos paleocanales enterrados en los que se generarían los fluidos que luego migran y se expulsan violentamente en superficie (Gillet *et al.*, 2008).

Plataforma marginal de Las Landas

Las evidencias de gas encontradas a mayor profundidad, dentro de la zona del margen español (Fig. 1D), son los *pockforms* descritos por Iglesias *et al.* (2010) en la plataforma marginal de Landas a una profundidad de 1200-2000 m. Estas estructuras con forma de *pockmarks* presentan diámetros de hasta 1 km y profundidades entorno a los 50 m. Se identifican tres tipos de depresiones: elongadas, circulares e irregulares. Debido a que en muchos casos no hay una clara truncación de reflectores, ni otras evidencias claras que indiquen que se han formado por escape violento de fluidos, los autores utilizan el nombre de *pockforms* en vez de *pockmarks* para denominar a estas morfologías, aunque en algunos casos su origen si se relaciona con el escape violento de fluidos.

Los *pockforms* circulares de Landas, interpretados como *pockmarks* antiguos sin actividad reciente que todavía conservan su relieve, son atribuidos al escape de fluidos profundos (gas termogénico) que procedería de estratos inferiores, probablemente oligocenos. Estos fluidos también migrarían a favor de fracturas (fracturación aparentemente inducida por diapiros) en donde los distintos pulsos de activación de los *pockmarks* se correlacionan con las distintas fases de actividad diapírica (Iglesias, 2009; Iglesias *et al.*, 2010).

Sin embargo, algunos pequeños *pockforms* circulares de la plataforma de Landas, parecen estar relacionados con el escape de fluidos someros a favor de la superficie de despegue de deslizamientos rotacionales (Iglesias *et al.*, 2010). En este caso los *pockforms* serían *pockmarks* antiguos (Fig. 14).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto de Investigación ECOMER, "Evaluación y contextualización de reservorios de metano de las Rías Gallegas con relación a la variaciones del nivel del mar y los

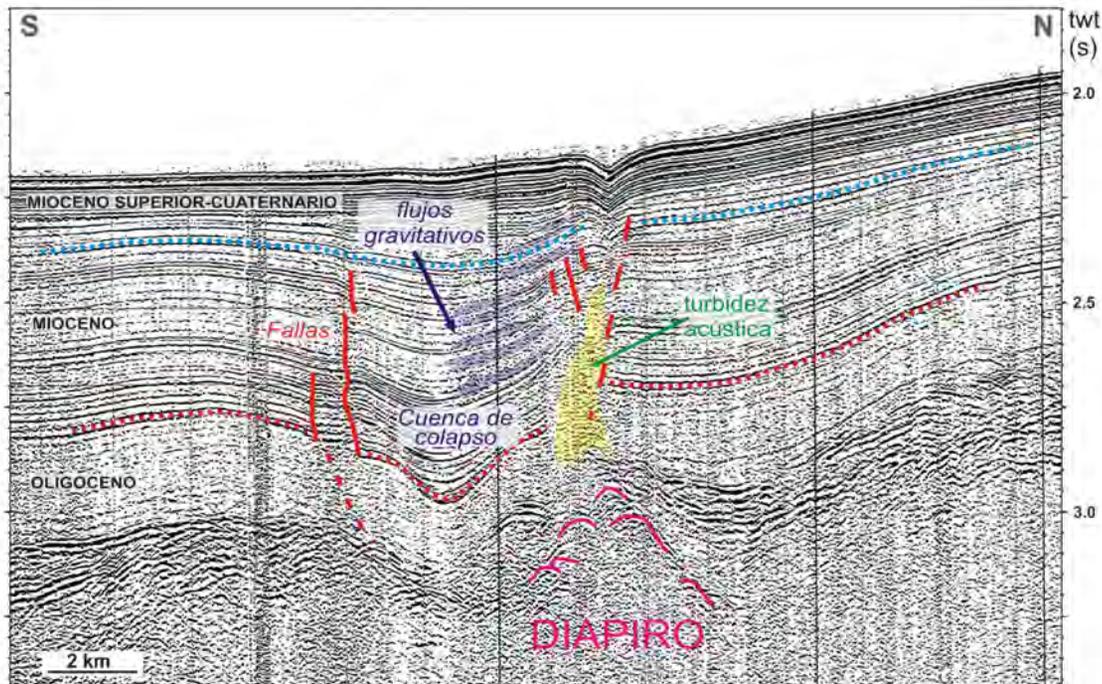


Figura 14. Perfil sísmico monocanal a través de un *pockform* (depresión sin truncación de reflectores) asociado a una estructura diapírica. Nótese la presencia de turbidez acústica, que sugiere la presencia de gas, por encima del diapiro y el *pockmark* enterrado (con truncación de reflectores) próximo al techo del Mioceno. Modificada de Iglesias (2009).

Figure 14. Seismic profile through a *pockform* (depression without reflector truncation) associated to a diapiric structure. Note the presence of acoustic turbidity over the diapir, which suggests the presence of gas, and the buried *pockmark* (that displays reflector truncation) near the top of the Miocene. Modified from Iglesias (2009).

cambios ambientales durante el postglacial”, (Ref.: CGL2012-33584, del Ministerio de Economía y Competitividad) y con la ayuda de la Xunta de Galicia para la financiación de “Grupos con potencial crecimiento” (Ref.: CN2012/301). Natalia Martínez Carreño y Víctor Cartelle Álvarez han sido financiados a través de una beca FPI otorgada por el Ministerio de Ciencia e Innovación y por el Ministerio de Economía y Competitividad, respectivamente. Ruth Durán agradece el contrato JAE-Doc del CSIC cofinanciado por el FSE y al proyecto FORMED (CGL2012-33989). Iria García Moreiras ha sido financiada por una Beca Predoctoral de la Xunta de Galicia dentro del Campus del Mar. Los autores también quieren agradecer la colaboración de todos los investigadores que han cedido imágenes y datos utilizados para la elaboración de este capítulo, así como a los dos revisores anónimos cuyos comentarios han mejorado notablemente el mismo.

Referencias

- Abegg, F. and Anderson, A.L. 1997. The acoustic turbid layer in muddy sediments of Eckernförde Bay, Western Baltic: methane concentration, saturation and bubble characteristics. *Marine Geology*, 137, 137–147.
- Acosta, J. 1984. Occurrence of acoustic masking in sediments in two areas of the continental shelf of Spain: Ría de Muros (NW) and Gulf of Cadiz (SW). *Marine Geology*, 58, 427-434.
- Acosta, J., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Vaquero, M. and Uchupi, E. 2001. Pockmarks in the Ibiza Channel and western end of the Balearic Promontory (western Mediterranean) revealed by multi-beam mapping. *Geo-Marine Letters*, 21, 123-130.
- Acosta, J., Canals, M., López-Martínez, J., Muñoz, A., Herranz, P., Urgeles, R., Palomo, C. and Casamor, J.L. 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49, 177-204.
- Acosta, J., Canals, M., Carbó, A., Muñoz, A., Urgeles, R., Muñoz-Martín, A. and Uchupi, E. 2004. Sea floor morphology and Plio-Quaternary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology*, 206, 165-179.
- Acosta, J., Fontán, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Rivera, J. and Uchupi, E. 2013. The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 45, 17-41.
- Andrews, B.D., Brothers, L.L. and Barnhardt, W.A. 2010. Automated feature extraction and spatial organization of seafloor pockmarks, Belfast Bay, Maine, USA. *Geomorphology*, 124, 55–64.
- Ballester, A., Castellvi, J. and Maldonado, A. 1981. Présence de gaz methane dans les sédiments prodeltaïques récents de l’Ebre. *Rapport de la Commission Internationale sur la Mer Méditerranéé 27*, Inter Congress and Planary Assembly, Comité de Géologie et Geophysique-Marine, Gagliari, 131-133.
- Baraza, J. and Ercilla, G. 1996. Gas-charged sediments and large pockmarks-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13 (2), 253-261.
- Berner, R.A. 1980. *Early Diagenesis: A theoretical Approach*, Princeton University Press, USA, 241 pp.
- Blinova, V.N. and Stadnitskaia, A. 2001. Composition and origin of the hydrocarbon gases from the Gulf of Cadiz mud volcano area. In: Akhmanov, G. and Suzyumov, A. (eds.), *Geological Processes on Deep-Water European Margins*. International Oceanographic Commission Workshop Report No. 175 on the International Conference and ninth post-cruise meeting of the Training Through Research Program, Moscow-Mozhenka, Russia, 28 Enero – 2 Febrero 2001. Paris, UNESCO, 45-46.
- Blinova, V. N., Comas, M. C., Ivanov, M. K., Poludetkina, E. N. and Matveeva, T. V. 2011. Active mud volcanism in the West Alboran Basin: Geochemical evidence of hydrocarbon seepage. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1483-1504.
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. and Pro, C. 2004. Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 623-646.
- Cathles, L.M., Su, Z. y Chen, D. 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 82-91.
- Claverol, M. G. and Gallastegui, J. 2002. Prospección de hidrocarburos en la plataforma continental de Asturias. *Trabajos de Geología*, 23, 21-34.
- Comas, M.C., Soto, J.I. and BASACALB cruise (TTR-9 Leg 3) Scientific Party. 2000. A tectonic overview on the mud diapirs and related mud volcanoes in the Alboran Basin. Geological processes on European Continental Margins (TTR-9 Post-Cruise Conference), Granada, Spain. IOC Workshop Report 168, 29-30.
- Crutchley, G.J., Pecher, I.A., Gorman, A.R., Henrys, S.A. and Greinert, J. 2010. Seismic imaging of gas conduits beneath seafloor seep sites in a shallow marine gas hydrate province, Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology*, 272, 114-126.
- Cunha, M.H., Hilário, A.M., Teixeira, I.G. and TTR-10 Cruise party 2001. The faunal community associated to mud volcanoes in the Gulf of Cadiz. In: Akhmanov, G. and Suzyumov, A., (eds.), *Geological Processes on Deep-Water European Margins*. International Oceanographic Commission Workshop Report No. 175 on the International Conference and ninth post-cruise meeting of the Training Through Research Program, Moscow-Mozhenka, Russia, 28 Enero – 2 Febrero 2001. Paris, UNESCO, 61-62.
- Cunha, M.R., Subida, M.D., Vandendriessche, S., Lima, I., Ravara, A. and TTR 11 Scientific Party 2002. Macrofaunal communities associated to the carbonate chimneys from the Gulf of Cádiz. Preliminary results from the

- video imagery and dredge sampling obtained during the TTR-11 Cruise. Final Proceedings of the International Conference on Fluid Escape Structures and Tectonics at Continental Margins and Ocean Ridges. Aveiro, Portugal, 77–78.
- Dandapath, S., Chakraborty, B., Karisiddaiah, S.M., Menezes, A., Ranade, G., Fernandes, W., Naik, D.K. and Raju, K.N.P. 2010. Morphology of pockmarks along the western continental margin of India: employing multi-beam bathymetry and backscatter data. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 2107-2117.
- Davies, T.A. 1992. Shallow gas: an overview. In: Davis, A.M. (ed.), Methane in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12, 1077-1079.
- Díaz, J.I., Nelson, C.H., Barber, J.H. and Giró, S. 1990. Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the Ebro continental shelf. *Marine Geology*, 95, 333-352.
- Díaz, J.I. y Ercilla, G. 1993. Holocene depositional history of the Fluvia-Muga prodelta, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 111, 82-93.
- Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Terrinha, P., Llave, E., García, A., García, A.C. and Vázquez, J.T. 2001. Carbonate chimneys in the Gulf of Cadiz: initial report of their petrography and geochemistry. In: Akhmanov, G. and Suzyumov, A., (eds.), *Geological Processes on Deep-Water European Margins*. International Oceanographic Commission Workshop Report No. 175 on the International Conference and ninth post-cruise meeting of the Training Through Research Program, Moscow-Mozhenka, Russia, 28 Enero – 2 Febrero 2001. Paris, UNESCO, 45-46.
- Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. and Vázquez, J.T. 2003. Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 195, 177-200.
- Diez, R., 2007. *Gas somero y Estratigrafía sísmico-secuencial del registro Cuaternario Reciente de la Ría de Arousa (Noroeste de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, 270 pp. Sin Publicar.
- Diez, R., García-Gil, S., Durán, R. and Vilas, F. 2007. Gas accumulations and their association with particle size distribution patterns in the Ría de Arousa seabed (Galicia, NW Spain): an application of discriminate analysis. *Geo-Marine Letters*, 27, 89-102.
- Dondurur, D., Çifçi, G., Drahor, M.G. and Co kun, S. 2011. Acoustic evidence of shallow gas accumulations and active pockmarks in the zmir Gulf, Aegean sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1505-1516.
- Durán, R. 2005. *Estratigrafía Sísmica desde el Último Máximo Glacial en la Ría de Pontevedra (NO España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, 318 pp.
- Durán, R., García-Gil, S. and Vilas, F. 2000. Side Scan Sonar application to seabed mapping of the Ría de Pontevedra (Galicia, NW Spain). A case of study. *Journal of Iberian Geology*, 26, 45-66.
- Durán, R., García-Gil, S., Diez, R. and Vilas, F., 2007. Stratigraphic framework of gas accumulations in the Ría de Pontevedra. *Geo-Marine Letters*, 27, 77-88.
- EPA 2010. *Methane and Nitrous Oxide Emissions from Natural Sources*. EPA 430-R-10-001, 194 pp.
- Ercilla, G. and Baraza, J. 1996. Evidencias de gas en sedimentos del talud del Golfo de Cádiz. *Geogaceta*, 20(1), 180-182.
- Ercilla, G., Díaz, J.I., Alonso, B. and Farran, M. 1995. Late Pleistocene-Holocene sedimentary evolution of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, 15 1435-1451.
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Estrada, F., Casas, D. and Farrán, M. 2002. The Ceuta Drift, Alboran Sea, southwestern Mediterranean. In: Stow D.A.V., Pudsey C.J., Howe J.A., Faugeres, J.-C. and Viana A.R. (eds.), *Deep Water Contourites Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*, Geological Society of London, Memoirs, 22, 155–170.
- Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García, M., Gómez, M., Acosta, J., Gallart, J. and Maestro-González, A., 2008. Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, 247(1-2), 61-83.
- Ercilla, G., Casas, D., Vázquez, J.T., Iglesias, J., Somoza, L., Juan, C., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., García-Gil, S., Farrán, M., Bohoyo, F., García, M. and Maestro, A. 2011. Imaging the recent sediment dynamics of the Galician Bank región (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 32, 99-126.
- Fernández-Puga, M.C. 2004. *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Ph.D. Thesis, Universidad de Cádiz, 336pp.
- Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lowrie, A. and Grupo TASYO. 2000. Estructuras asociadas a migración de sales en el Golfo de Cádiz. In: Third Symposium on the Iberian Atlantic Margin. Extended Abstracts, 391–392.
- Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Díaz de Río, V., Medialdea, T., Mata, M.P. and León, R. 2007. Gas-related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*, 27, 213-221.
- Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Mata, M.P., Medialdea, T., Somoza, L. and León, R. 2009. Caracterización de un campo de gas somero en la plataforma continental del Golfo de Cádiz. 6º Simposio sobre el margen ibérico Atlántico MIA09. 1-5 de diciembre de 2009 Oviedo.
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Díaz del Río, V. and Maldonado, A. 2003. High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research*, 23, 1037-1054.
- Fernández-Salas, L.M. 2011. Informe de la campaña INDE-MARES-CHICA 1011. Inventario y Designación de la Red Natura 2000 en Áreas Marinas del Estado Español, Diciembre 2011. Ministerio de Ciencia e Innovación.

- Fernández-Salas, L.M. 2012. Informe de la campaña INDEMARES CHICA-0412. Inventario y Designación de la Red Natura 2000 en Áreas Marinas del Estado Español, Abril 2012. Ministerio de Ciencia e Innovación.
- Ferrín, A., 2005. *Cenozoic seismic stratigraphy of the SW Galician Continental Shelf. Comparative study with de Canterbury Shelf (SE New Zealand) during the Quaternary*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, 271 pp. Sin Publicar.
- Ferrín, A., Durán, R., Diez, R., García-Gil, S. and Vilas, F. 2003. Shallow gas features in the Galician Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, 23, 207-214.
- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D. and Anderson, A.L. 2001. Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Marine Letters*, 21, 103-122.
- Frey-Martínez, J., Bertoni, C., Gerard, J. and Matías, H. 2011. Processes of submarine slope failure and fluid migration on the Ebro continental margin: implications for offshore exploration and development. *SEPM Special Publication*, 96, 181-198.
- García-García, A. 2002. *Estratigrafía sísmica de alta resolución de la Ría de Vigo. Evolución e implicaciones ambientales*. Tesis Doctoral, Universidad de Vigo, 398 pp. Sin Publicar.
- García-García, A., Vilas, F. and García-Gil, S. 1999. A seeping sea-floor in a Ría environment: Ría de Vigo (NW Spain). *Environmental Geology*, 38 (4), 296-300.
- García-García, A., García-Gil, S. y Vilas, F. 2003. Monitoring the Spanish gas fields in the Ría de Vigo (1991-2001). *Geo-Marine Letters*, 23, 200-206.
- García-García, A., García-Gil, S. and Vilas, F. 2005. Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. *Marine Geology*, 220, 153-179.
- García-García, A., Orange, D., Lorenson, D., Radakovitch, O., Tesi, T., Miserocchi, S., Berné, S., Friend, P.L., Nittrouer, C. and Normand, A. 2006. Shallow gas studies off the Rhône prodelta, Gulf of Lions. *Marine Geology*, 234, 21-231.
- García-García, A., Schoolmeester, T., Orange, D., Calafat, A., Fabres, J., Grossman, E., Field, M., Lorenson, T.D., Levey, M. and Sansoucy, M. 2012. Recent sedimentary processes in the Cap de Creus canyon head and adjacent continental shelf, NE Spain: evidence from multi-beam bathymetry, sub-bottom profiles and coring. *International Association Sedimentology. Special Publication*, 44, 71-98.
- García-Gil, S. 2003. A natural laboratory for shallow gas: the Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, 23 (3-4), 215-229.
- García-Gil, S., García-García, A. and Vilas, F. 1999a. Identificación sísmico-acústica de las diferentes formas de aparición de gas en la Ría de Vigo (NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2), 301-307.
- García-Gil, S., Vilas, F., Muñoz, A., Acosta, J. and Uchupi, E. 1999b. Quaternary sedimentation in the Ría de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. *Journal of Coastal Research*, 15 (4), 1083-1090.
- García-Gil, S., García-García, A., Durán, R. and Vilas, F. 2000. Estratigrafía sísmica de alta resolución en las Rías Baixas: Pontevedra y Vigo (NO España). *Journal of Iberian Geology*, 26, 217-231.
- García-Gil, S., Croker, P. and Vilas, F. 2001. Seafloor Mounds in the Muros and Arousa Rías of NW Spain. Poster-Abstracts *Earth System Processes Global Meeting, Geological Society America and Geological Society London*, June 2001, Edinburgh, Scotland, 104.
- García-Gil, S., Vilas, F. and García-García, A. 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22 (16), 2303-2315.
- García-Gil, S., Iglesias, J., Martínez, N. and Pérez, M. 2007. First identification of shallow gas in the Rías Altas (NW Iberian Peninsula). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10109.
- García-Gil, S., de Blas, E., Martínez-Carreño, N., Iglesias, J., Rial-Otero, R., Simal-Gándara, J. and Judd, A.G. 2011. Characterisation and preliminary quantification of the methane reservoir in a coastal sedimentary source: San Simón Bay, Ría de Vigo, NW Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 91, 2303-2315.
- Gardner, J.M., Vogt, P.R. and Somoza, L. 2001. The possible effect of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on gas hydrate dissociation in the Gulf of Cadiz. *EOS Transactions*, 82, 47.
- Gasser, M., Pelegrí, J.L., Nash, J.D., Peters, H. and García-Lafuente, J. 2011. Topographic control on the nascent Mediterranean outflow. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 301-314.
- GEBCO 2009. Gridded Global Bathymetry Data: The GEBCO_08 Grid, version 20091120. British Oceanographic Data Centre (BODC), Liverpool, United Kingdom, <http://www.gebco.net>.
- Gillet, H., Cirac, P. and Lagié, B. 2008. Pockmarks on the southern margin of the Capbreton Canyon (southeastern Bay of Biscay). *XI International Symposium on Oceanography of the Bay of Biscay*.
- Gràcia, E., Pallàs, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Diez, S., García, M., Dañobeitia, J. and HITS scientific party 1 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3), 734-749.
- Groupe Galice, 1979. The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C. *et al.* (eds.), *Initial Report. DSDP*, 47, 633-662 U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Hagen, R.A. and Vogt, P.R. 1999. Seasonal variability of shallow biogenic gas in Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 158, 75-88.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz-del-Río, V., León, R., Medialdea, T. and Gardner, J. 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Research II*, 53, 1420-1463.

- Holmes, R., Alexander, S., Ball, K., Bulat, J., Evans, R., Long, D., MacBeth, C., McCormac, M. and Sankey, M. 1997. *The issues surrounding a shallow gas database in relation to offshore hazards*. Prepared by the British Geological Survey for the Health and Safety Executive, OTH 504, HSE Books, Sudbury, Suffolk, England.
- Hornafius, J.S., Quigley, D. and Luyendyk, B.P. 1999. The world's most spectacular marine hydrocarbon seeps (Coal Oil Point, Santa Barbara Channel, California): quantification of emissions. *Journal of Geophysical Research*, 104, 20703-20711.
- Hovland, M. 1984. Gas-induced erosion features in the North Sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 209-228.
- Hovland, M. and Judd, A. 1988. Seabed Pockmarks and Seepages. Impact in Geology, Biology and the Marine Environment. Graham and Trotman, London, 293pp.
- Hovland, M. and Judd, A.G. 1992. The global production of methane from shallow submarine sources. *Continental Shelf Research*, 12, 1231-1238.
- Hovland, M., Gardner, J.V. and Judd, A.G. 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2, 127-136.
- Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H. and Tjelta, T.I. 2010. Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1190-1199.
- Hovland, M., Jensen, S. and Fichler, C. 2012. Methane and minor oil macro-seep systems — Their complexity and environmental significance. *Marine Geology*, 332-334, 163-173.
- Iglesias, J., 2009. *Sedimentation on the Cantabrian Continental Margin from Late Oligocene to Quaternary*. Tesis Doctoral, Universidade de Vigo, 185 pp.
- Iglesias, J. and García-Gil, S. 2007. High-resolution mapping of shallow gas accumulations and gas seeps in San Simon Bay (Ría de Vigo, NW Spain). Some quantitative data. *Geo-Marine Letters*, 27, 103-114.
- Iglesias, J., Ercilla, G., García-Gil, S. and Judd, A.G. 2010. Pockforms: an evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 30, 207-219.
- Ivanov, M.K., Limonov, A.F. and Van Weering, T.C.E. 1996. Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine Geology*, 132, 253-271.
- Ivanov, M.K., Kenyon, N., Nielsen, T., Wheeler, A., Monteiro, J., Gardner, J., Comas, M., Akhmanov, G., Akhmetzhanov, A. and Scientific Party of the TTR-9 Cruise 2000. Goals and principle results of the TTR-9 cruise. IOC Workshop Report 168, 3-4.
- Ivanov, M.K., Kenyon, N.H., Laberg, J.-S. and Blinova, V.N., 2010. Cold Seeps, Coral Mounds and Deep-water Depositional Systems of the Alboran Sea, Gulf of Cadiz and Norwegian Continental Margin. Preliminary results of investigations during the TTR-17 cruise of RV Professor Logachev, June and July 2008, *IOC Technical Series*, 94, 144.
- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., Casas, D., González-Aller, D. and Catalán-Morollón, M. 2010. Occurrence of pockmarks on the Ortegá Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1551-1564.
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxika, I., Borja, A., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. and Donard, O. 2008. Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems*, 72, 397-406.
- Judd, A.G. and Hovland, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research* 12 (10), 1081-1095.
- Judd, A.G. and Hovland, M. 2007. *Seabed Fluid Flow, the Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*. Cambridge University Press, 492 pp.
- Judd, A.G., Sim, R., Kingston, P. and McNally, J. 2002. Gas seepage on an intertidal site: Torry Bay, Firth of Forth, Scotland. *Continental Shelf Research*, 22, 2317-2331.
- Juliver, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A. and Conde, L. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Escala 1:1.000.000). *IGME, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria*.
- Kelley, J.T., Dickson, S.M., Belknap, D.F., Barnhardt, W.A. and Henderson, M. 1994. Giant sea-bed pockmarks: Evidence for gas escape from Belfast Bay. *Marine Geology*, 22 (1), 59-62.
- Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. and Akhmanov, G.G. 2000. Multidisciplinary Study of Geological Processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins. Preliminary Results of Geological and Geophysical Investigations during the TTR-9 Cruise of R.V Professor Logachev, June-July, 1999. IOC Technical Series 56. UNESCO.
- Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. and Akhmanov, G.G. 2003. Interdisciplinary Geoscience Research on the North East Atlantic Margin Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge. IOC Technical Series 67. UNESCO.
- Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M. and Kozlova, E.V. 2006. Interdisciplinary Geoscience Studies of the Gulf of Cadiz and Western Mediterranean Basins. Preliminary Results of Investigations during the TTR-14 Cruise of RV Professor Logachev, July-September 2004 IOC Technical Series 70.
- King, L.H. and MacLean, B. 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3141-3148.
- Kitidis, V., Tizzard, T., Uher, G., Judd, A., Upstill-Goddard, R.C., Head, I.M., Gray, N.D., Taylor, G., Durán, R., Díez, R., Iglesias, J. and García-Gil, S. 2007. The biogeochemical cycling of methane in Ría de Vigo, NW Spain: sediment processing and sea-air exchange. *Journal of Marine Systems*, 66, 258-271.
- Kopf, A., Bannert, B., Brückmann, W., Dorschel, B., Foubert, A.T.G., Grevemeyer, I., Gutscher, M.-A., Hebbeln, D., Heesemann, B., Hensen, C., Kaul, N.E., Lutz, M., Magalhães, V.H., Marquardt, M.J., Marti, A.V., Nass, K.S., Neubert, N., Niemann, H., Nuzzo, M., Poort, J.P.D., Rosiak, U.D., Sahling, H., Scheneider, J., Somoza, L.,

- Thiebot, E. and Wilkop, T.P. 2004. Report and preliminary results of sonne cruise SO175. Miami-Bremerhaven, 12.11-30.12.2003. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen 228, 231 pp.
- Kvenvolden, K.A. and Rogers, B.W. 2005. Gaia's breath - global methane exhalations. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 579-590.
- Laier, T. and Jensen, J.B. 2007. Shallow gas depth-contour map of the Skagerrak-western Baltic Sea region. *Geo-Marine Letters*, 27, 127-141.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.E. and Acosta, J. 2004. Shallow slides and pockmak swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 51, 837-850.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M. and Acosta, J. 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta*, 5 (1), 35-47.
- León, R. 2005. *Modelo SIG del campo de estabilidad de los hidratos de gas: aplicación a las estructuras geológicas ligadas a las emisiones submarinas de fluidos hidrocarburos*. Ph.D. Thesis, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 463 pp.
- León, R. and Somoza, L. 2011. GIS-based mapping for marine geohazards in seabed fluid leakage areas (Gulf of Cadiz, Spain). *Marine Geophysical Research*, 32, 207-223.
- León, R., Somoza, L., Ivanov, M.K., Díaz-del-Río, v., Lobato, A., Hernández-Molina, El. Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Alveirinho-Dias, I.M. and Vázquez, T. 2001. Seabed morphology and gas venting in the Gulf of Cádiz mud volcano area: imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. In: Akhmanov, G. and Suzyumov, A. (Eds.), *Geological Processes on Deep-water European Margins*. IOC Workshop Report 175, 43-45.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Díaz-del-Río, V. and Fernández-Puga, M.C. 2006. Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cádiz continental margin. *Deep-Sea Research II*, 53, 1464-1481.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Vázquez, J.T., Díaz-del-Río, V. and González, F.J. 2010. Pockmarks, collapses and blind valleys in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*, 30, 231-247.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., González, F.J., Gimenez-Moreno, C.J. and Pérez-López, R. 2014. Pockmarks on either side of the Strait of Gibraltar: Formation from overpressured shallow contourite gas reservoirs and internal wave action during the last glacial sea-level lowstand?. *Geo-Marine Letters* 34(2-3), 131-151.
- Liquete, C., Canals, M., De Mol, B., De Batist, M. and Trincardi, F. 2008. Quaternary stratal architecture of the Barcelona prodeltaic continental shelf (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 250, 234-250.
- Lo Iacono, C., Gràcia, E., Bartolomé, R., Comas, M.C., Dañobeitia, J. J. and Team E.S. 2009. Acoustic imaging of possible carbonate mounds in the Chella Bank (Eastern Alboran Sea-SW Mediterranean). *Geo-Marine Research on the Mediterranean and European-Atlantic Margins*. IOC, Workshop report.
- Lobo, F.J. 1995. *Estructuración y Evolución Morfosedimentaria de un Sector del Margen Continental Septentrional del Golfo de Cádiz Durante el Cuaternario Terminal*. Tesis de Licenciatura Universidad de Cádiz.
- Maestro, A., Barnolas, A., Somoza, L., Lowrie, A. and Lawton, T. 2002. Geometry and structure associated to gas-charged sediments and recent growth faults in the Ebro Delta (Spain). *Marine Geology*, 186, 351-368.
- Magalhães, V.H. 2007. *Authigenic carbonates and fluid escape structures in the Gulf of Cadiz*. Ph.D. Thesis. University of Aveiro, 422 pp.
- Magalhães, V.H. and Pinheiro, L.M. 2007. Microbially-mediated formation of methane-derived carbonates from the Gulf of Cadiz. Geo-marine Research along European Continental Margin. 16th Post-cruise Conference of the TTR Programme, Bremen, Germany.
- Magalhães, V.H., Pinheiro, L.M., Ivanov, M.K., Kozlova, E., Blinova, V., Kolganova, J., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Bernasconi, S.M., Kopf, A.J., Díaz-del-Río, V., González, F.J. and Somoza, L. 2012. Formation processes of methane-derived authigenic carbonates from the Gulf of Cadiz. *Sedimentary Geology*, 243-244, 155-168.
- Magariños-Álvarez, J., García-Gil, S. and Vilas, F. 2002. Shallow gas in sediments of the Ría de Muros-Noia (NW Spain): apparition forms and mapping. *Journal of Iberian Geology*, 28, 107-122.
- Martens, C.S. and Berner, R.A. 1974. Methane production in the interstitial waters of sulfate depleted marine sediments. *Science*, 185, 1167-1169.
- Martens, C.S. and Klump, J.V. 1984. Biochemical cycling in an organic-rich coastal marine basin 4. An organic carbon budget for sediments dominated by sulfate reduction and methanogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1987-2004.
- Martín-Puertas, C., Fernández-Puga, M.C., Mata, M.P., Vázquez Garrido, J.T., Díaz del Río, V. and Somoza, L. 2006. Naturaleza de la brecha fangosa de volcanes de fango del Golfo de Cádiz: sistema diapírico del Guadalquivir y zona TASYO. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19 (3-4), 257-270.
- Martínez-Carreño, N. and García-Gil, S. 2013. The Holocene gas system if the Ría de Vigo (NW Spain): Factors controlling the location of gas accumulations, seeps and pockmarks. *Marine Geology*, 344 (1), 1-19.
- Mata, M.P., Taberner, C., Julia, R., Teagle, D.A.H., Rejas, M., de Gibert, J.M., Alfonso, P., Perez-Outeiral, F., Díaz-del-Río, V. and Somoza, L. 2005. Microbial-mediated carbonates in the Gulf of Cádiz: data of Iberico, Hesperides, Cornide y Fila de Hormigas. EGU General Assembly 2005, Vienna. Geophysical Research Abstracts 7, EGU05-A-04528. (CDROM).
- Mazumdar, A., Peketi, A., Dewangan, P., Badesab, F., Ramprasad, T., Ramana, M.V., Patil, D.J. and Dayal, A. 2009. Shallow gas charged sediments off the Indian west coast: genesis and distribution. *Marine Geology*, 267, 71-85.
- Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A. and Gardner, J.M.

2000. Hydrochemical features of gas hydrate-bearing mud volcanoes, offshore Morocco. Proceedings of International Conference on Geological processes on European continental margins. IOC Workshop Report 168, 18-19.
- Mazurenko, L., Soloviev, V., Ivanov, M., Pinheiro, L. and Gardner, J. 2001. Geochemical features of gas hydrate-forming fluids of the Gulf of Cadiz. In: Akhmanov, G. and Suzyumov, A., (eds.), *Geological Processes on Deep-Water European Margins*. International Oceanographic Commission Workshop Report No. 175 on the International Conference and ninth post-cruise meeting of the Training Through Research Program, Moscow-Mozhenka, Russia, 28 Enero – 2 Febrero 2001. Paris, UNESCO, pp. 50.
- Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Belenkaya, I., Ivanov, M.K. and Pinheiro, L. 2002. Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cádiz. *Terra Nova* 14, 321-329.
- Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Gardner, J.M. and Ivanov, M.K. 2003. Gas hydrates in the Ginsburg and Yuma mud volcano sediments (Moroccan margin): results of chemical and isotopic studies of pore water. *Marine Geology*, 195, 201-210.
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L.M., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., León, R., Ivanov, M.K., Magalhães, V., Díaz-del-Río, V. and Vegas, R. 2009. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 261, 48-63.
- Meier, B.P. 1990. Philosophy of Advanced Interpretations. In: Ardu, D.A. and Green, C.D. (eds). *Safety in Offshore Drilling. Advances in Underwater Technology, Ocean Science and Offshore Engineering*, 25, 181-191. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Moss, J.L., Cartwright, J., Cartwright, A. and Moore, R. 2012a. The spatial pattern and drainage cell characteristics of a pockmark field, Nile Deep Sea Fan. *Marine and Petroleum Geology*, 35, 321-336.
- Moss, J.L., Cartwright, J. and Moore, R. 2012b. Evidence for fluid migration following pockmark formation: Examples from the Nile Deep Sea Fan. *Marine Geology*, 303-306, 1-13.
- Muñoz Sobrino, C, García-Gil, S., Díez, J.B. and Iglesias, J. 2007. Palynological characterization of gassy sediments in the inner part of Ría de Vigo (NW Spain). New chronological and environmental data. *Geo-Marine Letters*, 27, 289-302.
- Muñoz Sobrino, C., García-Gil, S., Iglesias, J., Martínez Carreño, N., Ferreira da Costa, J., Díaz Varela, R.A. and Judd, A. 2012. Environmental change in the Ría de Vigo, NW Iberia, since the Mid-Holocene: new palaeoecological and seismic evidence. *Boreas*, 41, 578-601.
- Muñoz Sobrino, C., García-Moreiras, I, Castro, Y, Martínez Carreño, N., de Blas, E., Fernández Rodríguez, C., Judd, A. and García-Gil, S. 2014. Climate and anthropogenic factors influencing an estuarine ecosystem from NW Iberia: new high resolution multiproxy analyses from San Simón Bay (Ría de Vigo). *Quaternary Science Reviews*, 93, 11-33.
- Muñoz, A., Lastras, G., Ballesteros, M., Canals, M., Acosta, J. and Uchupi, E. 2005. Sea floor morphology of the Ebro Shelf in the región of the Columbretes Islands, Western Mediterranean. *Geomorphology*, 72, 1-18.
- Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J. and Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain. Part-I: Geomorphology. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 59-73.
- Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Staelens, P., Poort, J., Van Rensbergen, P. and De Batist, M. 2006. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 227, 177-199.
- Palomino, D., Vázquez, J.T., Ercilla, G., Alonso, A., López-González, N. and Díaz del Río, D. 2011. Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts of the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters* 31, 465-479.
- Panieri, G., Camerlenghi, A., Cacho, I., Sanchez Cervera, C., Canals, M., Lafuerza, S. and Herrera, S. 2012. Tracing seafloor methane emissions with benthic foraminifera: Results from the Ana submarine land slice (Eivissa Channel, Western Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 291-294, 97-112.
- Pérez-Belzuz, F., Alonso, B. and Ercilla, G. 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, 282(1), 399-422.
- Pinheiro, L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. and Cunha, M.R. 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cádiz: results from the TIR-10 cruise. *Marine Geology*, 195, 131-151.
- Pinheiro, L.M., Magalhães, V., Somoza, L., Gardner, J., Ivanov, M., Kopf, A., Rensbergen, P.V., Monteiro, J.H. and Euromargins-MVSEIS Team. 2006. Structural control of mud volcanism and hydrocarbon-rich fluid seepage in the Gulf of Cádiz: recent results from the TIR-15 cruise. In: Mascle, J., Sakellariou, D. and Briand, F. (eds.), *Fluid Seepages/Mud Volcanoes in the Mediterranean and Adjacent Domains*. CIESM Workshop Monographs 29, 53-58.
- Pinheiro, L.M., Roque, C, Schwenk, F., Ding, J., Crespo, J., González, F.J., Belova, A., Lemos, C., Duarte, J. and El Fellah, B. 2007. Seismic data. Preliminary results of investigations during the TTR-15 of R.V. "Prof. Logachev". Cruise Report. Deep-water cold seeps, sedimentary environments and ecosystems of the Black and Thyrrenian Seas and the Gulf of Cádiz. IOC Technical Series 72, 59-66, UNESCO, Paris.
- Rejas, M., Taberner, C., Pueyo, J.J., Giralt S., Mata, M.P., de Gibert, J.M. and Díaz del Río, V. 2015. Origin of the carbonate concretions from mounds in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Boletín Geológico y Minero*, 126-2, este volumen.
- Rice, D.D. and Claypool, G.E. 1981. Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 65, 5-25.
- Schneider von Deimling, J., Rehder, G., Greinert, J., McGinnis, D.F., Boetius, A. and Linke, P. 2011. Quantification of seep-related methane gas emissions at

- Tommeliten, North Sea. *Continental Shelf Research*, 31, 867-878.
- Schubel, J.R. 1974. Gas bubbles and the acoustically impenetrable, or turbid, character of some estuarine sediments. In: Kaplan, I.R. (ed.), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum, 275-298.
- Schwenk, T., Pinheiro, L., Roque, C., Fokin, I., Pinto, C. and TTR15/4 scientific crew 2006. Imaging mud volcanoes and tectonic structures in the Gulf of Cádiz-first seismic results of TTR15/4. In: Geological Processes on deep-water European Margins Conference Proceedings, Moscow, Russia, 89 p.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L. (eds.) 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK, and New York, NY, Cambridge University Press.
- Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andres, J.R. and Rey, J. 1997. Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Marine Letters*, 17, 133-139.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Hernández-Molina, F.J., León, R., Lobato, A., Alveirinho-Dias, J.M., Rodero, J. and TASYO Team. 2000. New discovery of a mud-volcano field related to gas venting in the Gulf of Cádiz. Imagery of multibeam data and ultra-high resolution seismic. In: *Third Symposium on the Iberian Atlantic Margin*. Extended Abstracts, 397-398.
- Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz-del-Río, V., Vázquez, T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F.J. and TASYO/ANASTASYA Shipboard Scientific Parties. 2002. Numerous methane gas related seafloor structures identified in the Gulf of Cádiz. *EOS Transactions* 83 (47), 541-547.
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. and Fernández-Salas, L.M. 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution seismic data. Sedimentary processes and seafloor hydrocarbon emission on deep European continental margins. *Marine Geology*, 195 (1-4), 153-176.
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J. T., Farrán, M. and Fernández-Puga, M. C. 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332, 4-26.
- Stadniskaia, A., Muyzer, G., Abbas, B., Coolen, M.J.L., Hopmans, E.C., Bass, M., van Weering, T.C.E., Ivanov, M.K., Poludetkina, E. and Sinninghe Damsté, J.S. 2005. Biomarker and rDNA evidence for anaerobic oxidation of methane and related carbonate precipitation in deep-sea mud volcanoes of the Sorokin Trough, Black Sea. *Marine Geology*, 217, 67-96.
- Urgeles, R., De Mol, B., Liqueste, C., Canals, M., De Batist, M., Hughes-Clarke, J.E., Amblàs, D., Arnau, P.A., Calafat, A.M., Casamor, J.L., Centella, V., De Rycker, K., Fabrès, J., Frigola, J., Lafuerza, S., Lastras, G., Sánchez, A., Zuñiga, D., Versteeg, W. and Willmott, V. 2007. Sediment undulations on the Llobregat prodelta: Signs of early slope instability or sedimentary bedforms?. *Journal of Geophysical Research*, 112, B5, 102.
- Urgeles, R., Cattaneo, A., Puig, P., Liqueste, C., De Mol, B., Amblàs, D., Sultan, N. and Tincardi, F. 2011. A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation. *Marine Geophysical Research*, 32, 49-69.
- Van Rensbergen, P., Depreiter, D., Pannemans, B., Moerkerke, G., Van Rooij, D., Marsset, B., Akhmanov, G., Blinova, V., Ivanov, M., Rachidi, M., Magalhães, V., Pinheiro, L., Cunha, M. and Henriot, J.P. 2005. The El Arraiche mud volcano field at the Moroccan Atlantic slope, Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 219, 1-17.
- Vázquez, J.T. 2005. El Margen Continental del Mar de Alborán. En: Martín Serrano, A. (ed.), *Memoria del "Mapa Geomorfológico de España y del margen continental" a escala 1:1.000.000*, IGME, 189-198.
- Vázquez, F.T., Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., Vegas, R., León, R., Bárcenas, P., Maestro, A. and Fernández-Puga, M.C. 2004. Morfología y Tectónica del talud inferior del golfo de Cádiz. *Geo-Temas*, 6(5), 211-214.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández-Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia E., Maestro A. and Sayago M. 2008. Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 128-149.
- Vázquez, J.T., Ercilla, G., Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García-Gil, S. and León, R. 2009. El colapso BURATO ERGAP: Un rasgo mofo-tectónico de primera magnitud en el Banco de Galicia. 6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, MIA09, 1-5 diciembre 2009, Oviedo.
- Viola, I., Magalhães, V.H., Pinheiro, L.M., Rocha, F., Capozzi, R., Oppo, D., Terrinha, P. and Hensen, C. 2014. Mineralogy and geochemistry of authigenic carbonates from Gulf of Cadiz. *Journal of Sea Research*, 93, 12-22.
- Webb, K.E., Barnes, D.K.A. and Planke, S. 2009. Pockmarks: Refuges for marine benthic biodiversity. *Limnology and Oceanography*, 54(5), 1776-1788.
- Whitcar, M.J. 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Marine Geology*, 182, 29-53.

Recibido: marzo 2014

Revisado: noviembre 2014

Aceptado: diciembre 2014

Publicado: junio 2015