

NATURALEZA DE LA BRECHA FANGOSA DE VOLCANES DE FANGO DEL GOLFO DE CÁDIZ: SISTEMA DIAPÍRICO DEL GUADALQUIVIR Y ZONA TASYO

C. Martín-Puertas¹, M.C. Fernández-Puga², M.P. Mata¹, J.T. Vázquez Garrido¹, V. Díaz del Río³ y L. Somoza²

¹*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, 11510 Puerto Real, Cádiz. celia.martin@uca.es, pilarmata@uca.es, juan.vazquez@uca.es*

²*Geología Marina, IGME, 28003 Madrid. mc.fernandez@igme.es, l.somoza@igme.es*

³*Instituto Español de Oceanografía, 29640 Málaga. diazdelrio@ma.ieo.es*

Resumen: En este estudio se presentan datos procedentes de sondeos de gravedad tomados de volcanes de fango situados en el talud medio del Golfo de Cádiz. Los sondeos estudiados fueron obtenidos durante la campaña oceanográfica Anastasya 01/09 realizada en el año 2001 a bordo del buque oceanográfico Cornide de Saavedra. Se han estudiado 5 sondeos de hasta 3 m de longitud y se han determinado las principales características sedimentológicas y mineralógicas. El objetivo de este trabajo es describir las unidades y los rasgos característicos de la matriz de la brecha fangosa, comparar entre sí las brechas fangosas de las diferentes áreas estudiadas (Zona TASYO y SDG) y con los sedimentos presentes en los mismos sondeos. La brecha fangosa se caracteriza por su color verde oscuro, por una distribución granulométrica bimodal y por una composición mineral rica en arcillas. La dolomita y la pirita son frecuentes y pueden originarse por procesos diagenéticos tempranos ligados a actividad bacteriana. Las diferencias encontradas entre las dos áreas de volcanes de fango son principalmente la potencia de las unidades de la brecha y de sedimentos que fosilizan la brecha en el SDG y en los volcanes de fango de la zona TASYO. Una primera hipótesis sobre el origen de la brecha fangosa apunta a las unidades arcillosas de edad Miocena que subyacen bajo los volcanes de fango.

Palabras clave: Brecha fangosa, metano, Golfo de Cádiz, hidrocarburos, *cold seeps*.

Abstract: This study presents stratigraphic and compositional data from gravity cores of the mud volcanoes located in the middle slope of Gulf of Cádiz. The collective data were obtained during the cruise Anastasya 01/09 in 2001 on board of the R/V Cornide de Saavedra. Five gravity cores up to 3 m long collected from mud volcano structures, have been studied by means of sedimentological and mineralogical techniques. The aim was to define the units and the main features of the matrix of the mud volcano breccia samples and compare the obtained data of the two different studied areas and also with the interbedded hemipelagic sediment. The main characteristics of the matrix of the mud breccia are: green to dark colours, a bimodal clastometric distribution and a mineralogical composition made of detrital minerals as clay minerals (illite, chlorite, kaolinite and smectite), quartz and carbonates. Dolomite and pyrite are also present and they are of a probable diagenetic origin. Mud breccia of the two different areas is quite similar and is always sealed by sandy sediments (TASYO area) or sandy and hemipelagic sediments (SDG area). The different described units for both areas imply differences on the thickness of expelled sediments, and in the sequence, having the SDG area more interlayered hemipelagic sediments than the TASYO area. At present, no activity has been detected in any of the studied sites but alternating dormant and expulsion periods of mud have been detected at both sites. Finally, the results of this study show that the source units of the mud breccia have to be deep Miocene clayey-rich units, similar to those source units described for some of the Mediterranean Mud volcanoes.

Key words: Mud breccia, methane, Gulf of Cádiz, hydrocarbon, cold seeps.

Martín-Puertas, C., Fernández-Puga, M.C., Mata, M.P., Vázquez Garrido, J.T., Díaz del Río, V. y 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.

La formación y acumulación de gas metano en sedimentos marinos y las consecuencias que tiene su expulsión sobre el fondo marino y a través de la atmósfera son temas de creciente actualidad. Además de la importancia que este gas tiene como reserva energética, su liberación a la atmósfera puede tener importantes repercusiones climáticas, ya que el metano es uno de los principales gases invernadero que influyen en el calentamiento de la Tierra (Henriet y Mienert, 1998; Jacobsen, 2001; Catling *et al.*, 2001; Jiang, *et al.*, 2003; Sotkstad, 2003; Schiermeier, 2003; Maslin y Thomas 2003; Dickens, 2004). La expulsión de gas metano sobre la superficie del fondo marino también posee un gran interés desde el punto de vista de la Biología y Microbiología, ya que en las cercanías de estos escapes se desarrollan ecosistemas exclusivos de este tipo de ambientes y desconocidos hasta hace pocos años (Robert y Whelan, 1975; Ritger *et al.*, 1987; Hinrichs *et al.*, 1999; Sassen *et al.*, 1999; Boetius *et al.*, 2000).

Desde hace varias décadas, el Golfo de Cádiz se ha considerado un área de interés energético por la presencia de hidrocarburos (Riaza y Martínez del Olmo, 1996; García Mojonero y Martínez del Olmo, 2001; Somoza *et al.*, 2001), pero no es hasta mediados de los 90 cuando se detectan evidencias de escape de gas que proviene de zonas profundas hasta la superficie. Las primeras evidencias de escapes de gas sobre la superficie del fondo en el Golfo de Cádiz fueron propuestas por Baraza y Ercilla (1996), Ercilla y Baraza (1996) y Baraza *et al.*, (1999), en el talud superior en forma de «*pockmarks*» situados a una profundidad entre 250 y 380 m. Posteriormente, a lo largo del talud medio y superior, fueron descubiertos tipos morfológicos desarrollados sobre la superficie del fondo como volcanes de fango, directamente asociados con escapes de fluidos-gas desde el subsuelo, y deslizamientos que pueden estar generados, al menos en parte, por la presencia de hidratos de gas o incluso gas libre en los sedimentos, así la disociación de los hidratos de gas en gas libre generaría superficies de despegue que favorecerían el desarrollo de estos procesos de inestabilidad junto con expulsiones prácticamente instantáneas de gas en la columna de agua; por último se identificaron depósitos carbonatados en forma de montículos y chimeneas (Gardner, 1999; Somoza *et al.*, 2000; Gardner, 2001; Somoza *et al.*, 2002; Díaz del Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004 a y b; León, 2005; Van Rensbergen *et al.*, 2005). La descripción de la zona del talud superior fue completada posteriormente por Casas *et al.*, (2003) incluyendo la presencia de facies acústicas de turbidez y de blanqueo, para profundidades comprendidas entre 130 y 300 m de profundidad, junto con posibles plumas acústicas y turbidez en la columna de agua, interpretadas a partir de perfiles sísmicos de alta resolución. Además estos

autores identificaron la presencia de BSR («*Bottom Simulation Reflector*») bajo la zona de «*pockmarks*» previamente descrita, hecho que permite proponer la existencia de hidratos de gas en este margen. Actualmente, tanto el origen, la profundidad, como los procesos de expulsión del gas en el Golfo de Cádiz siguen siendo tema de estudio y debate desde diferentes puntos de vista y grupos de investigación.

Los volcanes de fango constituyen un rasgo batimétrico del fondo oceánico formados por la emisión de material semilíquido, denominado brecha fangosa (Dimitrov, 2002 y Kopf, 2002). Esta emisión de material, procedente de zonas profundas, es consecuencia, en la mayoría de los casos, de la migración y erupción de fluidos bajo condiciones de sobrepresión (Milkov, 2000 y Kopf, 2002). La brecha fangosa está compuesta por una matriz de grano fino que ocupa el 99% del volumen total, a la que se asocia principalmente gas metano, y otras partículas sólidas que arrastra en su ascenso.

Los escapes de fluidos en el Golfo de Cádiz están muy influenciados por el actual régimen compresivo dominante en este margen (Fig. 1A), favorecido tanto por la convergencia entre las placas de África y Eurasia (Buforn *et al.*, 2004; Nocquet y Calais, 2004) como por el emplazamiento y posterior deformación de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, (Maldonado *et al.*, 1999; Medialdea *et al.*, 2004). A lo largo del talud medio del Golfo de Cádiz, se ha puesto de manifiesto la relación que existe entre los escapes de gas en superficie y los numerosos sistemas diapíricos presentes en el subsuelo de este margen (Fig. 1B) descritos por: Somoza *et al.* (2002), Fernández-Puga (2004) y Fernández-Puga *et al.* (2004 a y b), algunos aflorantes como las dorsales diapíricas de Cádiz o del Guadalquivir (Somoza *et al.*, 2003) y otros enterrados.

El modelo conceptual de la génesis de los volcanes de fango se encuentra hoy en día en discusión, partiendo de su definición inicial han sido considerados como diapiros aflorantes (Milkov, 2000), resultado de una expulsión o salida de sedimento fluidificado, en cierta medida, y sometido a sobrepresión en el subsuelo, frecuentemente a través de una zona de fractura (Brown, 1990) o bien simplemente por procesos de percolación, por lo tanto, consecuentemente todos los volcanes de fango son diapiros (Fig. 1B), pero no todos éstos son volcanes de fango. En este sentido los volcanes de fango pueden aparecer directamente en la cima de un diapiro de arcilla que ha alcanzado la superficie del fondo marino o bien estar situados simplemente sobre la vertical de un diapiro enterrado, en mayor o menor medida, y conectado a él mediante fracturas. Esta relación es similar a la encontrada en otros lugares del mundo, como el Mar Mediterráneo (Limonov *et al.*, 1996; Robertson y Kopf, 1998), Mar Negro (Ivanov y Woodside, 1996; Woodside *et al.*, 1997) o el Golfo de México (Prior *et al.*, 1989).

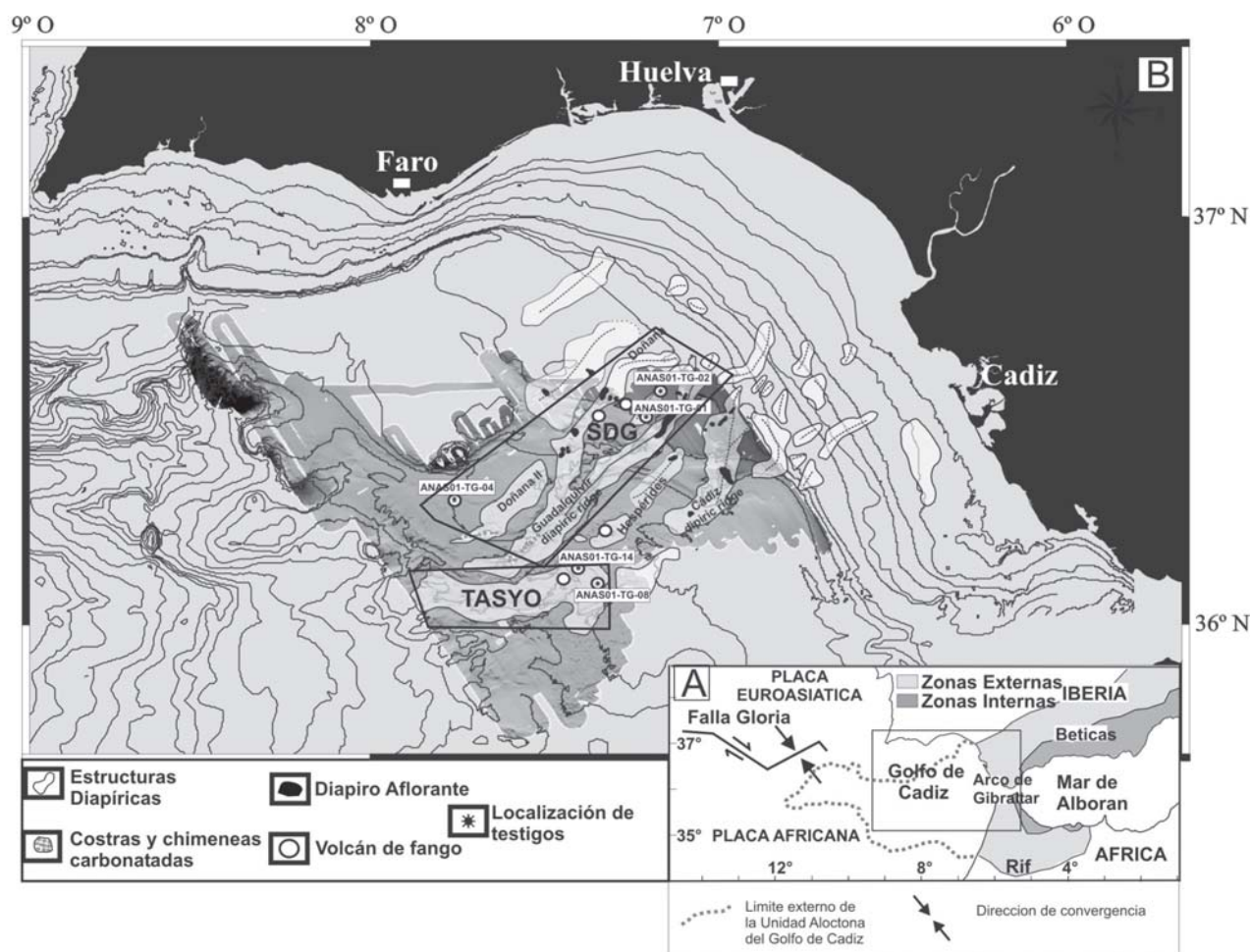


Figura 1.- Situación geológica. **A)** Contexto tectónico del Golfo de Cádiz (tomada de Medialdea *et al.*, 2004); **B)** Localización de los testigos de gravedad utilizados para este trabajo, se muestra además la ubicación de los sistemas diapíricos presentes en la región así como los volcanes de fango representados sobre el mosaico batimétrico adquirido mediante sonda multihaz durante la campaña TASYO2000 (Modificado de Fernández-Puga *et al.*, 2006).

El material expulsado por los volcanes de fango aporta una información muy valiosa del material subyacente, debido a que durante el ascenso se produce un arrastre e incorporación de fragmentos de las diferentes unidades estratigráficas que atraviesa. Por tanto, el estudio de la naturaleza de la brecha fangosa y de las unidades intercaladas, correspondientes con la sedimentación dominante, nos da información tanto de la geología y naturaleza de las unidades del subsuelo marino, como de los procesos sedimentarios que actúan en el talud. En este trabajo se han estudiado desde un punto de vista sedimentológico y mineralógico la naturaleza de los materiales que forman la parte superior de alguno de los volcanes de fango descritos en el Golfo de Cádiz. El objetivo es caracterizar los sedimentos que forman la brecha fangosa, las unidades presentes en cada uno de esos sondeos y relacionarlos con los periodos de actividad o de expulsión de gases, para así hacer una estimación inicial acerca de la naturaleza, procedencia de los materiales que la forman y posibles procesos diagenéticos que actúan sobre estos sistemas de expulsión de fluidos.

Área de estudio

Los volcanes de fango considerados en este trabajo se localizan en el sector central del talud medio del Golfo de Cádiz (34-37°N y 5-9°O), en relación con el ascenso de fluidos y los procesos de desgasificación de diapiros asociados con la «Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz» (Medialdea *et al.*, 2004).

Atendiendo a la distribución de estos volcanes de fango, ya en trabajos previos se han enmarcado estas estructuras en tres áreas del Golfo de Cádiz: el Margen Marroquí, el Margen Profundo y el Margen Ibérico (Somoza *et al.*, 2003, Díaz del Río *et al.*, 2003). Los volcanes estudiados en este trabajo se localizan en el Margen Ibérico, en el cual se han diferenciado dos campos principales de volcanes de fango: uno en las inmediaciones del sistema diapírico del Guadalquivir (SDG) y otro en la parte central del talud medio denominada como zona TASYO (Somoza *et al.*, 2003) (Figs.1 y 2A) (Tabla 1). En este trabajo se han estudiado los volcanes Anastasya, Pipoca y Gades (SDG) y Faro y Almazán (zona TASYO) (Tabla 1).

Margen Marroquí	Margen profundo	Zona Tasyo	GDR
v.f. Yuma	v.f. Ribeiro	v.f. Hespérides	*v.f. Anastasya
v.f. Ginsburg	v.f. Olenin	*v.f. Faro	*v.f. Pipoca
v.f. Tasyo	v.f. Bonjardin	*v.f. Almazán	*v.f. Gades
v.f. TTR		v.f. Cibeles	v.f. Tarsis
v.f. Baraza		v.f. Aveiro	
v.f. Student		v.f. St. Petersburg	
v.f. Kidd			
v.f. Adamastor			
v.f. Rabat			

v.f: volcán de fango; * volcanes estudiados en este trabajo.

Tabla I.- Relación de volcanes de fango encontradas en el Golfo de Cádiz (modificado de Somoza *et al.*, 2003)

El SDG se encuentra en la zona nororiental del talud medio del Golfo de Cádiz. Los volcanes de fango de esta zona se encuentran a profundidades que oscilan entre 500-800 m y presentan en general formas cónicas y simétricas, con depresiones en forma de anillo que rodean el edificio del volcán y que están producidos por colapsos a su alrededor. La altura sobre el nivel medio del fondo oscila entre 60 y 100 m, con diámetros entre 1-2 km y pendientes que varían entre los 6°-10° (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004). La zona TASYO (León *et al.*, 2001; Díaz del Río *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003; Fernández Puga 2004) está situada en la parte central del talud medio del Golfo de Cádiz. Los volcanes de este sector se localizan a profundidades entre 700 y 1100 m y sus dimensiones son variables e irregulares. Presentan un relieve variable entre 75 y 200 m respecto al nivel medio del fondo, con diámetros y pendientes que oscilan entre 0.7 y 3 km y 8°-12° respectivamente (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004).

Material y Métodos

Los volcanes de fango comprendidos en este estudio fueron descubiertos y estudiados durante varias campañas oceanográficas: TASYO2000, a bordo del BIO Hespérides y Anastasya 99/09, Anastasya 00/09 y Anastasya 01/09, a bordo del BO Cornide de Saavedra. En la campaña TASYO2000 se realizó un mosaico mediante sonda multihaz (EM 12) que permitió obtener una batimetría detallada del talud medio, sísmica de reflexión de muy alta resolución (TOPAS) y sísmica multicanal. En las campañas Anastasya se realizaron perfiles de sísmica de reflexión de media resolución (Sparker), y se obtuvieron un total de 19 testigos de gravedad, 7 testigos de caja, 18 dragas de arrastre y se realizaron 10 sesiones fotográficas, con un total de 780 fotografías del fondo a profundidades comprendidas entre 400 y 1200 m. En la figura 2 se muestra un ejemplo de la información geofísica del fondo y subfondo marino obtenida a lo largo de estas campañas para el caso del volcán Gades.

Para el muestreo de los volcanes de fango se utilizó el sacatestigos de gravedad, un método muy común para sedimentos finos y no consolidados, que no deforma ni distorsiona la muestra al extraerla. Se obtuvieron sondeos de longitud variable entre 60 y 270 cm a una profundidad media de 700 m. De los 19 testigos tomados mediante el sacatestigo de gravedad, se seleccionaron 5 de ellos que se realizaron sobre volcanes de fango: TG 01 tomado sobre una estructura de colapso en la base del volcán de fango Pipoca, TG 02 tomado en la cresta del volcán de fango Anastasya, TG 04 realizado sobre uno de los flancos del volcán Gades, TG 08 tomado sobre la cresta del volcán Almazán y TG 14 sobre la cresta del volcán Faro (Fig. 1B) (Somoza *et al.*, 2003).

Una vez extraídos los sondeos del tubo de PVC, se abrieron longitudinalmente en dos mitades: una de ellas fue etiquetada y almacenada en las cámaras frigoríficas, y la otra se destinó a la fotografía, descripción y muestreo. Antes de iniciar el muestreo, se tomaron fotografías y se realizó una descripción estratigráfica del sondeo señalando los rasgos más característicos (olor, color de la muestra húmeda, contenido en material licuado, bioturbación...). El muestreo se llevó a cabo cada 10 cm y las muestras fueron destinadas a dos tipos de análisis: mineralógico y granulométrico.

El trabajo de laboratorio consistió, en primer lugar, en una descripción detallada del sedimento mediante una lupa binocular, en el que se atendió a la naturaleza del sedimento, color y presencia de restos orgánicos y clastos. Para el análisis granulométrico, se utilizó la escala de tamaño de grano de Udden-Wentworth y Krumbein y se realizó mediante una batería de 7 tamices con intervalo 2 phi (1000mm, 500mm, 355mm, 250mm, 177mm, 125mm y 63mm). La fracción fina se analizó mediante el Fritsch Analysette 22. El análisis mineralógico se llevó a cabo mediante difracción de rayos X (DRX) y microscopía electrónica. Para ello, se aplicó difracción de rayos X (DRX), por el método de polvo cristalino para la muestra total, utilizando difractómetro Philips con generador 1810 con rendija automática, monocromador de grafito y un generador de 40 Kv, 40 mA. La longitud de onda con la que se analizó fue de Cu Ka 1.54 Å. El análisis de las fases

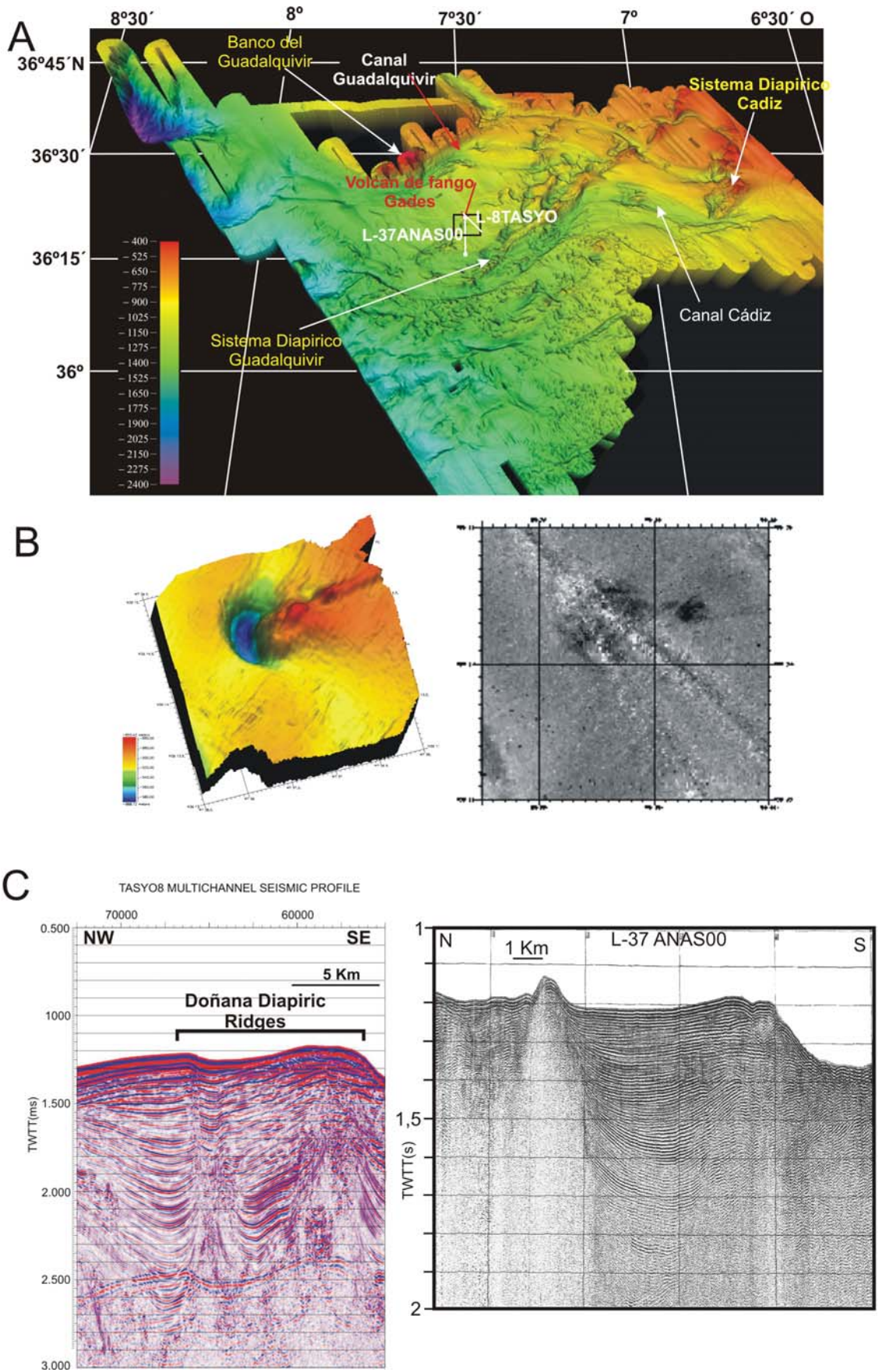


Figura 2.- Panel donde se muestra la información geofísica existente de los volcanes de fango tomando como ejemplo el caso del Volcán Gades. **A)** Mosaico batimétrico obtenido en la campaña TASYO2000 donde se muestra la localización del volcán; **B)** Imágenes 3D del volcán a partir del procesamiento de los datos de la sonda multihaz. **C)** Perfiles sísmicos de multicanal (izquierda) y de media resolución (derecha) donde se observa la estructura del volcán y su relación con estructuras tectónicas y diapíricas. La localización de estos perfiles se incluye en el apartado A.

y medida de intensidades se realizó mediante el programa APD © de Philips y el DRX win ©. En ambos casos, la identificación de las fases presentes se llevó a cabo mediante la comparación de la posición de las reflexiones de las principales fases minerales con las fichas del Joint Comité on power diffraction standards (JCPDS), en formato digital. Para el análisis semicuantitativo y sobre las intensidades calculadas por los programas arriba citados, se utilizó el procedimiento clásico del método de «los poderes reflectantes» (Schultz, 1964).

El estudio por microscopía electrónica de barrido y análisis de energía dispersiva se llevó a cabo sobre un número representativo de muestras, de todos los volcanes de fango y de sus respectivas unidades. Las muestras fueron metalizadas con carbono. El estudio se realizó con dos microscopios de barrido: FEI Quanta: (ESEM) y FEI Sirion (FEG), acoplados a un sistema de análisis de energía dispersiva EDAX con software «Genesis ©» pertenecientes a los servicios centrales de Ciencia y Tecnología de la Universidad de Cádiz.

Resultados

Volcanes situados en la zona SDG

Las unidades descritas en cada sondeo de la zona SDG, así como la representación del tamaño de grano y mineralogía se muestran en la figura 3. Todos los

sondeos están compuestos por sedimentos masivos sin ninguna evidencia de laminación. Se puede observar que en el volcán **Anastasya** se diferencian tres tipos de sedimentos diferentes (Fig. 3): a techo, un tramo formado por arena marrón rica en cuarzo (25%); a continuación, una capa de sedimentos fangosos, denominado brecha fangosa, caracterizado por la presencia de clastos y un alto contenido en minerales de la arcilla (50%); y hacia la base, un tercer tramo compuesto por un limo carbonatado gris rico en calcita (47%) y restos de bioturbación. En los sondeos realizados sobre los volcanes **Pipoca** y **Gades** (Fig. 3) esta presente a techo un primer tramo con idénticas características al primer tramo del volcán **Anastasya** y compuesto por arena con alto contenido en cuarzo (40-60%). En el volcán **Pipoca**, en el segundo tramo se alternan unidades de fango color verde oscuro, donde aumenta el contenido en minerales de la arcilla respecto al tramo anterior, y en carbonatos (30%), con unidades más clásticas compuestas de arenas fangosas. Los valores más altos de dolomita ocurren en los niveles de fangos de color verde, aunque este aumento de contenido es variable entre 9 y 23%. El sondeo obtenido en el volcán **Gades**, está compuesto casi en su totalidad por fango verdoso, rico en arcillas y carbonatos (calcita y dolomita), donde, aunque no se han detectado cantos, la presencia de zonas porosas con

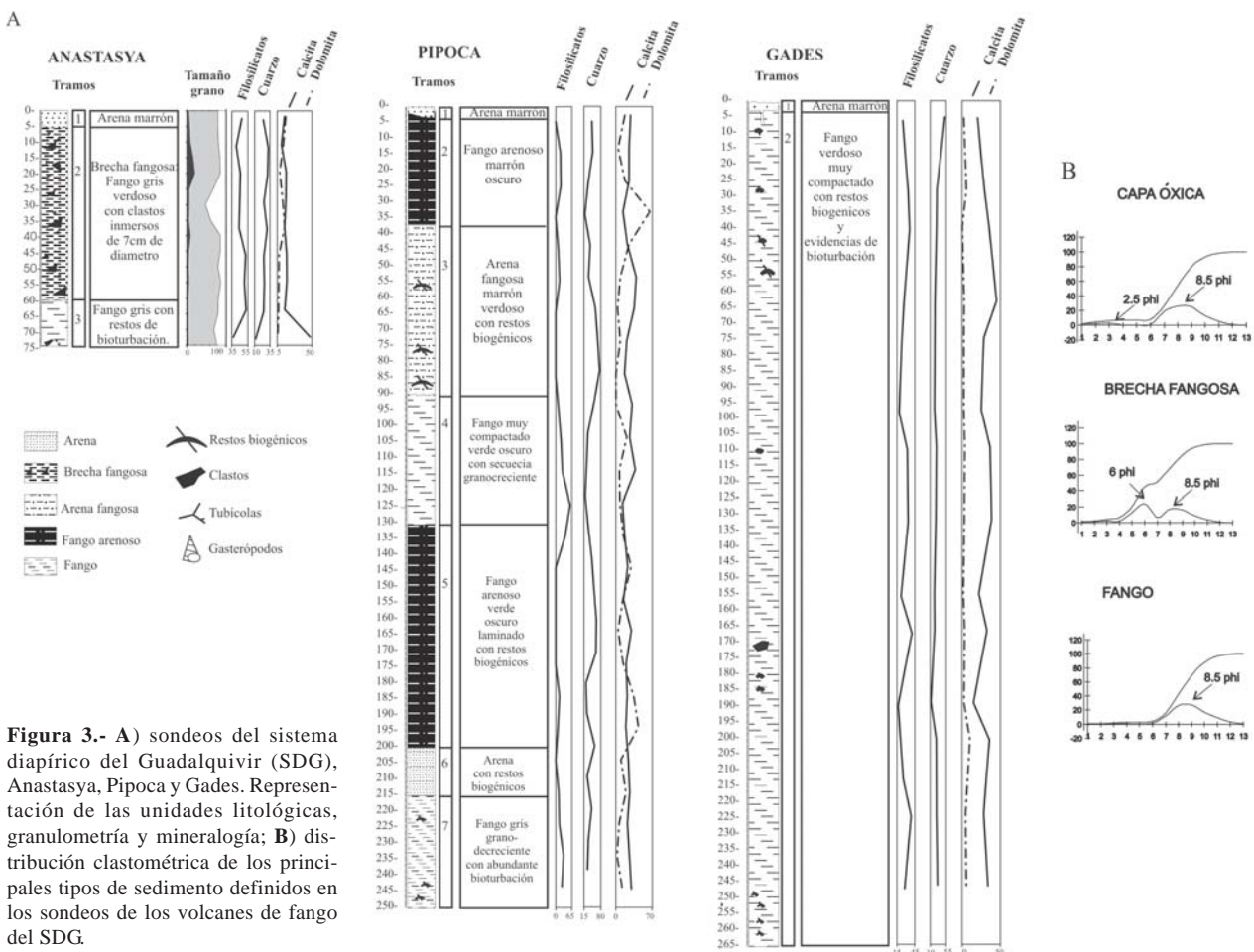


Figura 3.- A) sondeos del sistema diapírico del Guadalquivir (SDG), Anastasya, Pipoca y Gades. Representación de las unidades litológicas, granulometría y mineralogía; **B)** distribución clastométrica de los principales tipos de sedimento definidos en los sondeos de los volcanes de fango del SDG.

mayor contenido en agua, semejantes a las producidas por la licuefacción de hidratos de metano y sin una distribución determinada, hace pensar que se trate de sedimentos con gas.

En la figura 3 también se muestran los resultados de las distribuciones granulométricas de los sondeos estudiados. Se han expuesto los resultados de las tres unidades más características: en la unidad 1, situada en la parte superior de todos los sondeos y compuesta por arenas, se observan dos tamaños de grano predominantes: 2.5 phi, correspondiente a la arena y 8.5 phi, representativo de la arcilla; en la unidad 2 de la brecha fangosa, perfectamente definida en el volcán Anastasya se observa que el máximo que representa a la arena se traslada hacia la derecha, obteniendo una

distribución clastométrica bimodal en la fracción fina, dominada por dos máximos (6 phi y 8.5 phi); y en el limo carbonatado de la unidad 3 del volcán de fango, el máximo en 8.5 phi evoluciona hasta convertirse en una distribución unimodal.

Tanto en el volcán de fango Pipoca como en Gades no se ha descrito brecha fangosa s.s. compuesta por cantos y matriz, sin embargo tanto las características mineralógicas (porcentaje de minerales de la arcilla) y texturales (color y granulometría) inducen a pensar que los tramos 4 y 7 en Pipoca y de 100-190 y 215-250 en Gades, están relacionados con algún otro tipo de actividad extrusiva del volcán que no da lugar a la presencia de cantos como en el resto de las brechas fangosas.

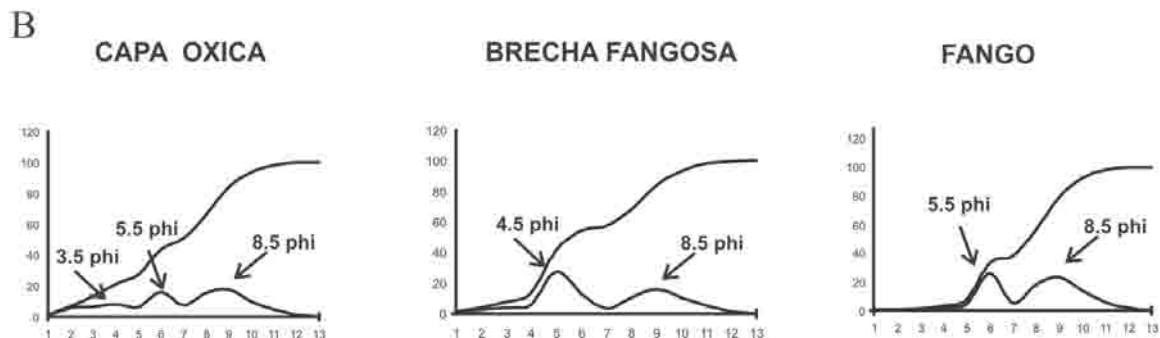
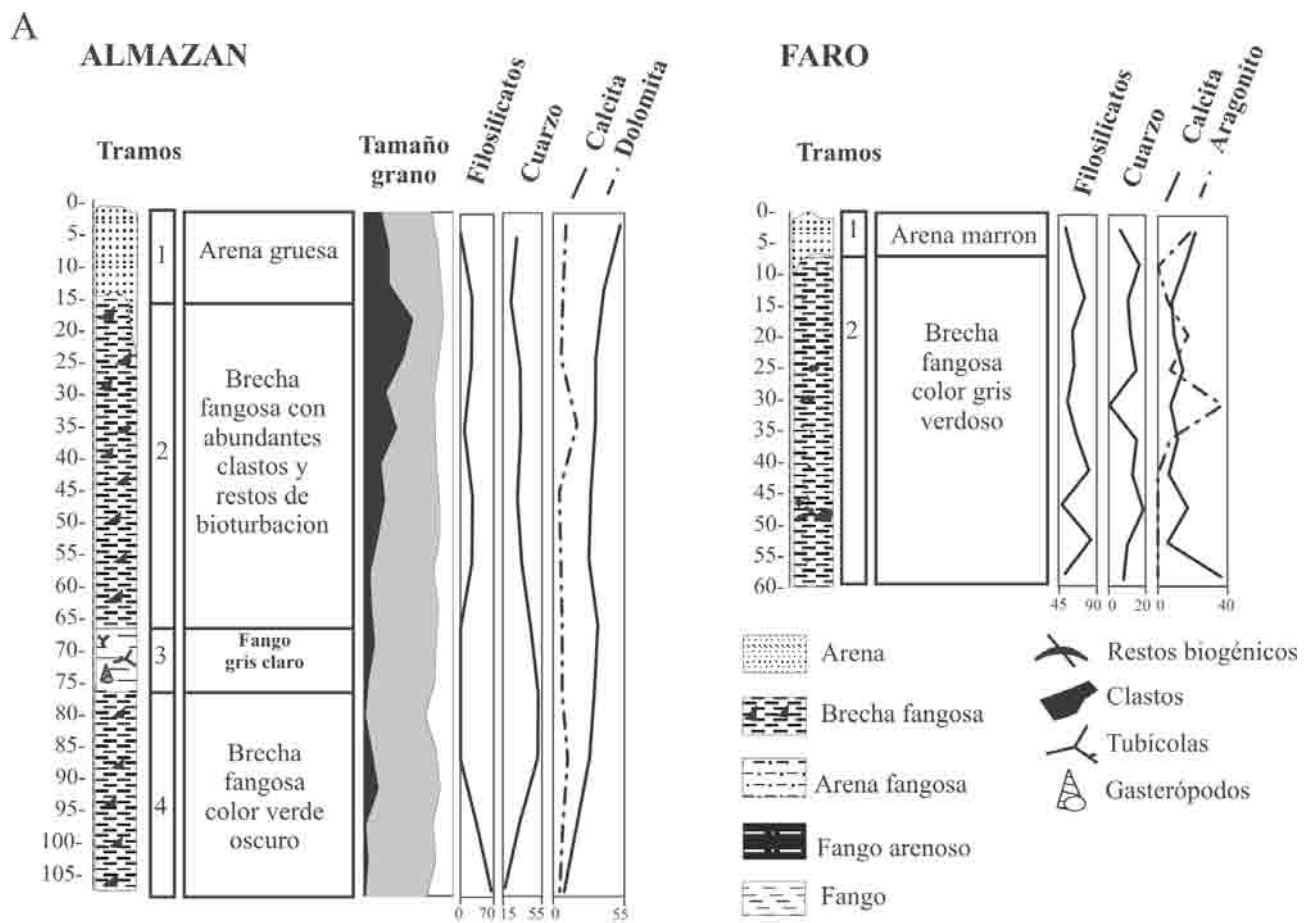
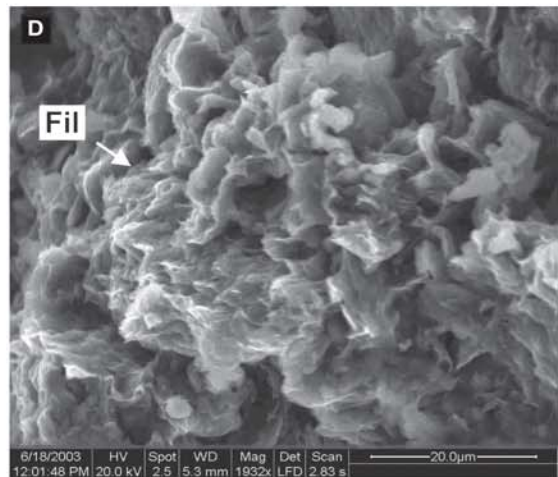
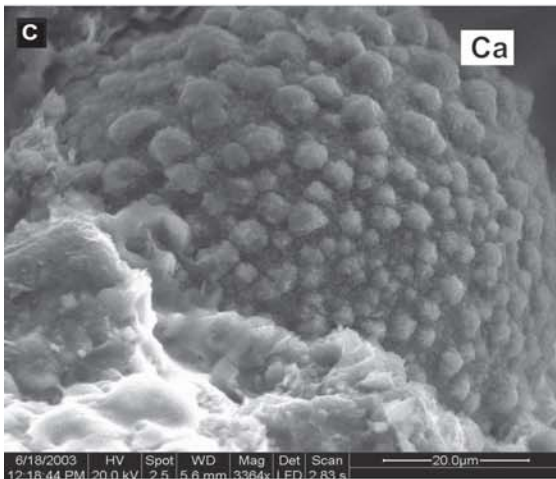
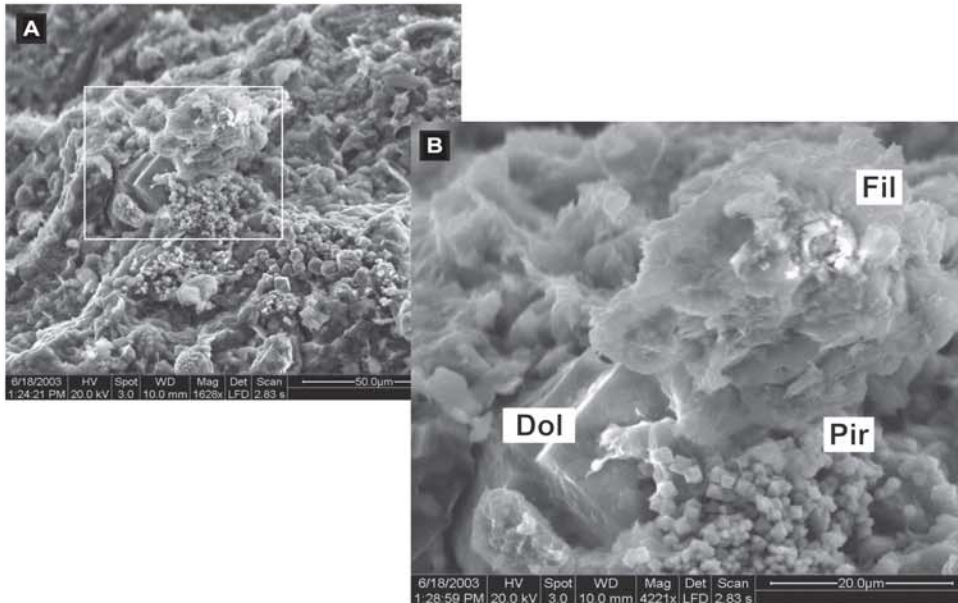


Figura 4.- A) sondeos de la zona Tasyo, Almazán y Faro. Representación de las unidades litológicas, granulometría y mineralogía; B) distribución clastométrica de los principales tipos de sedimento definidos en los sondeos de los volcanes de fango de la zona Tasyo.

ANASTASYA



GADES

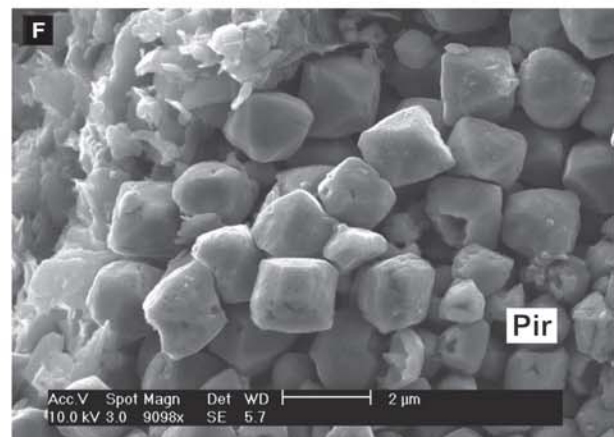
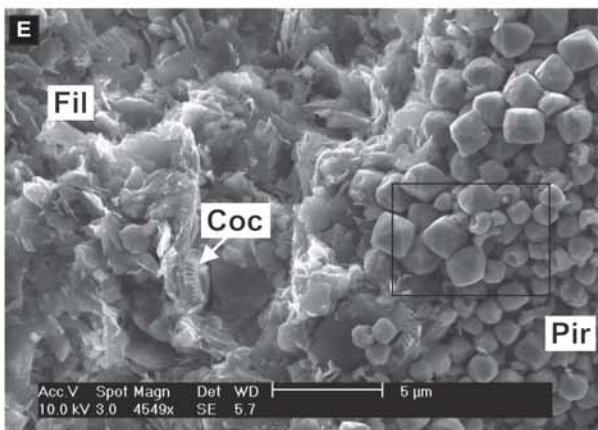
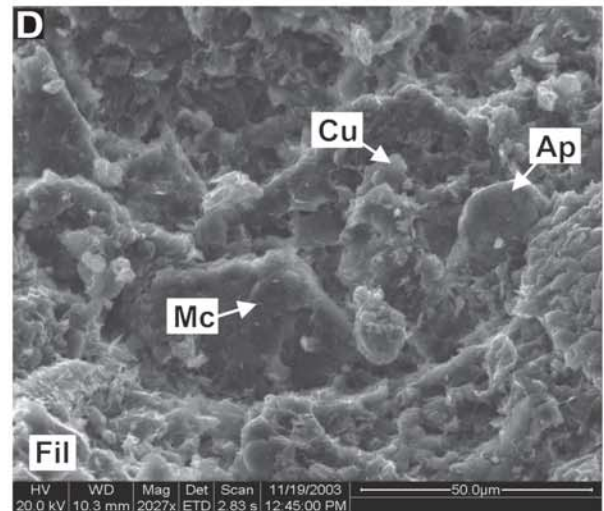
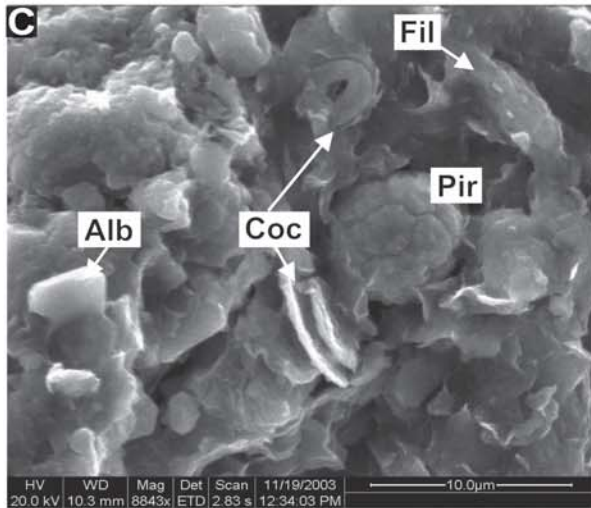
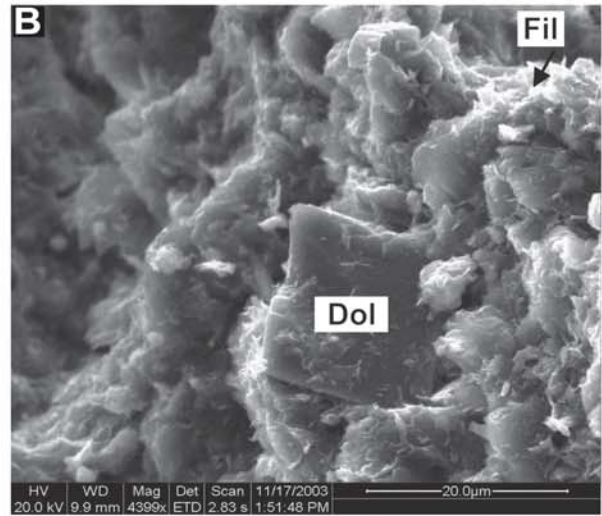


Figura 5.- Imágenes de SEM de las muestras de la brecha fangosa de los volcanes de fango del SDG. Volcán de fango Anastasya (A-D) y Gades (E-F). Se observa la matriz arcillosa formada por láminas de filosilicatos (Fil), calcita, cristales euhédricos de dolomita (Do) y pirita (Pir) framboidal y como cristales aislados. Coc: Cocolitofórido.

ALMAZAN



FARO

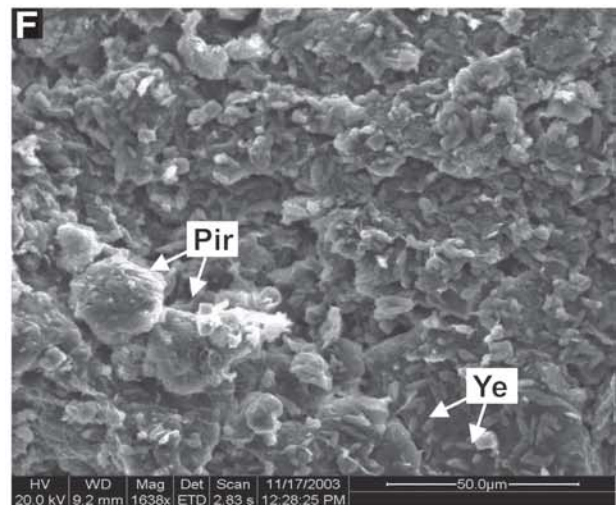


Figura 6.- Imágenes de SEM de muestras pertenecientes a la brecha fangosa de la zona TASYO. Volcán de fango Almazán (A-D) y Faro (E-F). Se observa la matriz arcillosa formada por láminas de filossilicatos, calcita (Ca), cristales euhédricos de dolomita y piritita en forma framboidal y acumulaciones de cristales aislados. Además otros minerales detríticos como el apatito (Ap), albita (Alb) y cuarzo (Cu). Ye: yeso.

Volcanes situados en la zona TASYO

Las unidades y características texturales más importantes de los volcanes **Almazán** y **Faro** están representadas en la figura 4. Al igual que en los volcanes del SDG todos los sondeos están compuestos por sedimentos masivos. Como se ve en esta figura, la unidad superior es una arena similar a las de los sondeos anteriores. El sondeo tomado en el volcán **Almazán** (Fig.4) es muy similar al de **Anastasya**, en cuanto al tipo de sedimento que se encuentra. En estos dos sondeos se identificó de *visu* claramente la brecha fangosa por poseer los típicos cantos inmersos en la matriz de color gris verdoso y unidades de limos carbonatados. El porcentaje en filosilicatos es alto, pudiendo llegar a ser hasta el 80% de la muestra total para alguna de las muestras de la brecha fangosa del volcán **Faro**. La naturaleza de estos filosilicatos está siendo estudiada en la actualidad aunque estudios preliminares muestran que se trata, en gran parte, de esmectitas de tipo dioctaédrico, tipo beidellita o similar. En ambos casos los carbonatos son abundantes, tanto la calcita como la dolomita, sin embargo, el sondeo del volcán **Faro** (Fig. 4) muestra diferencias mineralógicas respecto a los demás sondeos ya que los carbonatos están compuestos principalmente por calcita y aragonito en ausencia de dolomita.

Las distribuciones granulométricas de los sondeos estudiados en la zona TASYO (Fig. 4B) para las unidades identificadas, muestran que en la distribución de grano de la unidad arenosa, aparecen 3 tamaños de grano predominantes: dos máximos en la fracción fina (5.5 phi y 8.5 phi) y un máximo relativo de menor intensidad en la fracción arena correspondiente a 3.5 phi, al igual que ocurría en los volcanes del SDG. En la brecha fangosa la distribución es bimodal y coexiste un máximo a 4.5 phi y un máximo relativo a 8.5 phi. El limo carbonatado, que se caracteriza por un tamaño de grano más fino, con un pico de 4.5 phi en la unidad anterior, se desplaza a 5.5 phi y aparece el máximo de 8.5 phi con mayor intensidad.

Estudio microscópico (SEM) de la brecha fangosa

En las figuras 5 y 6 se pueden observar las características texturales más importantes de muestras representativas de las diferentes unidades estudiadas para las dos zonas. En la figura 5 se observa que tanto las muestras de la brecha fangosa *s.s.* definidas para el volcán **Anastasya**, como las muestras de las unidades de fangos verdosos del volcán **Gades**, son muy ricas en filosilicatos, principalmente esmectitas (Fig. 5D). Es frecuente encontrar cristales de pirita tanto en agregados framboidales como dispersas en la matriz y con tamaños entre 0.5 y 2 mm (Fig. 5 A, B y E, F). Se han observado cristales de dolomita como romboedros bien formados de diferentes tamaños y de hasta 20 mm, mientras que la morfología de los granos de calcita es tanto como granos euhédricos, restos

biogénicos (entre ellos abundancia de coccolitofóridos) o granos micríticos sin formas definidas (Fig. 5 A-C).

Los filosilicatos, con morfologías de láminas alabeadas de tamaño micrométrico (Fig. 6 A, B, F) constituyen la textura general de la matriz de la brecha fangosa de los volcanes de fango, que es similar en ambas zonas. Entre los filosilicatos se encuentran los cristales de dolomita (Fig. 6 B), y agregados framboidales de pirita (Fig. C La calcita en estas muestras se presenta igualmente como restos biogénicos, coccolitos entre los más abundantes (Fig. 5 C y también como cristales euhédricos de tamaños uniformes entre 1 y 2 mm (Fig. 6 A, E). Otras fases detríticas típicas como cuarzo, apatito, placas de mica o albita se observan en numerosas muestras (Fig. 6D). Como productos secundarios también se han observado cristales de yeso y de halita en grietas y en la superficie de las muestras.

Discusión

A partir de los resultados expuestos en este trabajo y otros estudios previos (Somoza *et al.*, 2003; Díaz del Río *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004a; Martín-Puertas, 2004), se han definido las características principales de los volcanes de fango del talud medio del Golfo de Cádiz, la brecha fangosa que los componen y sus diferencias con respecto al resto de los sedimentos muestreados. Se han observado tres tipos de sedimentos:

- Arena, localizada a techo de todos los sondeos, con una potencia entre 5 y 15 cm, dependiendo del volcán y la zona a la que pertenezca.
- Sedimento procedente del volcán de fango y relacionado con la expulsión de gases: Por un lado la brecha fangosa *s.s.* formada por fango verdoso con clastos, presente en los volcanes **Anastasya** (tramo 2), **Almazán** (tramo 2 y 4) y **Faro** (tramo 2) y por otro, fango verdoso sin clastos, presente en **Pipoca** (tramo 4 y 7) y **Gades** (100-190 cm, 215-250 cm)
- Sedimento del talud medio del Golfo de Cádiz, probablemente hemipelágico que englobaría todo el sedimento de los sondeos que no son ninguno de los dos anteriores, con facies de origen diverso, ya sea por gravedad o relacionados con el sistema deposicional contornítico que rige en la zona (Hernández-Molina *et al.*, 2003; Llave *et al.*, 2001).

Teniendo en cuenta el tipo de sedimentos y la composición mineralógica, se ha caracterizado la brecha fangosa. Las muestras de brecha fangosa analizadas presentan una matriz arcillosa de color verdoso con cantos diversos (heterométricos, homométricos y variada naturaleza, Ovsyannikov *et al.*, 2003) alterada por la bioturbación, con dos máximos granulométricos en 6 y 8.5, (escala phi) y, en ocasiones interrumpidas, por sedimentos

hemipelágicos que es visible en el volcán Almazán (tramo 3). Además en muchas de ellas se detectó un fuerte olor a sulfhídrico en el sedimento y restos de fagonophora que implicarían presencia de gas en los sedimentos. Los rasgos mineralógicos son presencia de cuarzo, feldespatos y otros minerales detríticos minoritarios, así como la presencia de abundantes cristales de pirita (aislados o en agregados framboidales), cristales de dolomita euhédricos y un anómalo porcentaje en esmectita, 20-30% de los minerales de la arcilla, respecto al resto de sedimentos analizados en el talud. El proceso deposicional, por tanto, podría ser semejante en las dos zonas estudiadas y se podría considerar como un depósito de «*mud-flow*», generado por la expulsión de sedimentos no organizados, debido al arrastre de fragmentos por parte de los fluidos desde diferentes unidades litoestratigráficas en el subsuelo, hasta la superficie del fondo. Hay que tener en cuenta que la presencia o no de cantos en la brecha fangosa puede estar claramente influenciada por aspectos tales como la plasticidad, la cantidad de gases expulsados, viscosidad, coeficiente de fricción etc. Según Kopf, 2002 y Flecker y Kopf, 1996, las coladas de fango muy gaseosas no serían capaces de mantener cantos en suspensión en la matriz lo que explicaría el origen de las unidades descritas en los volcanes Pipoca y Gades, donde las características de las unidades son similares a las de la brecha fangosa, pero por el contrario no se han observado cantos.

Existen diferencias en la capa arenosa superficial, de color ocre-rojizo, que fosiliza a la brecha fangosa, cuyo espesor es diferente para los volcanes de la zona TASYO (Almazán y Faro), siendo mayor para éstos que para los del SDG (15 y 5 cm respectivamente). Las diferencias de espesor se podrían explicar simplemente por la posición relativa de los sondeos de gravedad con respecto al volcán de fango, pero en ambos casos los sondeos fueron tomados en lugares similares, por lo que hay que buscar otra explicación para esta diferencia de espesor. Una posibilidad es que la zona TASYO esté más influenciada con la masa de agua mediterránea de salida y los procesos asociados de sedimentación y erosión, que presenta al interactuar con la superficie del fondo (Hernández-Molina *et al.*, 2003), lo que da lugar a que se deposite mayor cantidad de material arenoso, procedente de la plataforma continental o del continente, y transportado por medio de los canales que surcan el talud medio de este sector del margen. La toma de sondeos en diferentes partes de los volcanes de fango y en diferentes puntos de esta zona, así como su comparación con los sedimentos predominantes, hemipelágicos y contorníticos, y su probable datación, daría datos más precisos acerca del origen de esta capa superior.

Con respecto a la naturaleza y origen de los materiales que forman la brecha fangosa hay que decir que pueden presentar una composición variada incluso dentro de una misma zona, dependiendo de la profundidad de los fluidos ascendentes y de la serie estratigráfica que atraviesen. Un estudio completo

del origen de la brecha fangosa vendría basado, por una parte, en el estudio de los clastos y por otra, en el estudio del material arcilloso o matriz. La petrografía de los clastos y el estudio micropaleontológico de los clastos y de la matriz, así como otros indicadores de procedencia son usados normalmente para este tipo de estudios (Akhamanov, 1996; Kopf *et al.*, 2000; Ovsyannikov *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003). Los materiales expulsados por un volcán de fango actúan mezclando en su ascenso los materiales subyacentes, pero a su vez nos da información acerca de la naturaleza de la columna estratigráfica que se sitúa bajo ellos (Cita *et al.*, 1981; Robertson y Kopf, 1998; Ovsyannikov *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003). Con respecto al origen de las brechas fangosas *s.s.* del Golfo de Cádiz, Pinheiro *et al.* (2003) presentan un estudio micropaleontológico basado en cocolitos y foraminíferos de algunos volcanes situados en la zona del Margen Marroquí (Bonjardim, Carlos Ribeiro, Jesus Baraza, Rabat, Ginsburg y Tasyo). Estos autores encuentran que las especies más comunes pertenecen a las comprendidas desde el Mioceno al Plioceno, pero también están presentes las de edad Cretácica. Ovsyannikov *et al.*, (2003) estudiaron más de 200 clastos presentes en la brecha fangosa del volcán Yuma en el margen Marroquí y encontraron clastos de edad hasta el Eoceno. También se observó la sucesión de materiales de grano fino desde el Aquitaniense al Burdigaliense. Esta información concuerda con la geología regional propuesta por Maldonado *et al.*, (1999) para el Golfo de Cádiz, donde predominan las margas, margo calizas y arcillas pertenecientes a estas edades. Hay que suponer, por tanto, que materiales similares y en condiciones de sobrepresión han constituido el área fuente de la brecha de fango encontrada actualmente en los volcanes estudiados en este trabajo. El área de procedencia debe tener su origen, por tanto, en las Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, complejo tectonosedimentario, en donde formaciones mesozoicas y cenozoicas, hasta de edad Tortoniense dependiendo del área, pueden aparecer mezcladas y donde la probabilidad de encontrar formaciones arcillosas sometidas a sobrepresión es alta.

Los resultados obtenidos en este trabajo, donde se observa que la brecha fangosa es un material rico en arcillas (hasta un 80% sobre el total para los volcanes de la zona TASYO) concuerdan con los datos previos expuestos y con los datos regionales. La naturaleza de esta brecha fangosa es completamente diferente al de los sedimentos hemipelágicos intercalados (Martín-Puertas, 2004, Martín-Puertas *et al.*, 2006 enviado) o los analizados en la plataforma continental por López Galindo *et al.*, 1999. Además, de los datos del tipo y cantidad de arcillas presentes (Martín-Puertas, 2004), se puede inferir que tiene que haber una unidad fuente, rica en esmectita bajo los volcanes del Golfo de Cádiz y que es la que da lugar al menos, a parte de la brecha

fangosa del Golfo de Cádiz. Estas unidades subyacentes que dan lugar a este tipo de brecha fangosa, muy rica en esmectita, están descritas en puntos del Mediterráneo (Jurado y Martínez Ruiz, 1998, y Zitter, 2004) y se originaron bajo condiciones climáticas muy concretas en todo este dominio (Chamley, 1977; Chamley *et al.*, 1978) y muy diferentes a las existentes en la actualidad. Con todos estos datos se puede decir que en aquellos lugares del Golfo de Cádiz donde tengamos migración de gases de procedencia profunda hacia la superficie, es normal que encontremos cantidades de esmectita superiores a las esperadas por el tipo de clima y condiciones sedimentológicas actuales.

Además de la asociación mineralógica heredada y sus porcentajes relativos, existe en estos sistemas una serie de procesos que pueden modificar la asociación mineral procedente de zonas profundas. Siempre que una fase fluida, en este caso metano y agua, asciende y se pone en contacto con el agua del mar o con sedimentos superficiales, puede producir una serie de reacciones en el sedimento que den lugar a la precipitación y/o modificación de los minerales que allí existen. En este caso, y por la propia naturaleza del fluido, ($\text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$), la reacción más importante será la precipitación de una gran variedad de carbonatos. La formación de carbonatos se produce en zonas subsuperficiales, donde el CH_4 es oxidado cerca del fondo, principalmente de forma anaerobia. Por otra parte la reducción de sulfatos por bacterias sulfatorreductoras da lugar a la formación de sulfuros. En la brecha fangosa de estos sondeos se ha observado una asociación clara entre carbonatos (dolomita) y sulfuros (pirita), por lo que se puede proponer que una parte de los carbonatos encontrados (principalmente dolomita) pueden estar relacionados con los procesos de oxidación anaerobia del metano contenido en los sedimentos. La formación de estos carbonatos tendría lugar en una primera etapa de diagénesis temprana, pero puede así mismo venir acompañado de la formación masiva de costras y chimeneas carbonatadas sobre las laderas de los volcanes de fango. El modo de expulsión, así como el grado de saturación de los sedimentos en gas, daría lugar a las diferentes formaciones. La expulsión de forma canalizada estaría más relacionada con la formación de los volcanes de fango, mientras que el gas disperso dará lugar a la formación de minerales autigénicos dentro de los sedimentos del volcán y a la formación de costras y chimeneas en el mismo o fuera de esta zona (Orange *et al.*, 1999; Díaz del Río *et al.*, 2003; León *et al.*, 2006).

Conclusiones

- a) Los sondeos estudiados nos permiten caracterizar la brecha fangosa de algunos volcanes de fango presentes en el Golfo de Cádiz y diferenciarla de los sedimentos típicos del talud. La brecha fangosa tiene características parti-

culares tanto sedimentológicas como mineralógicas: color verde oscuro, una distribución clastométrica bimodal, un enriquecimiento en minerales de la arcilla y presencia de dolomita y pirita supuestamente autigénicas y ligadas a la oxidación anaeróbica de metano.

- b) Del estudio de las unidades presentes en los sondeos tomados en volcanes de fango del Golfo de Cádiz se deduce que actualmente están inactivos, y en todos los casos las coladas de brecha fangosa se encuentran fosilizadas por una capa arenosa.
- c) La abundancia de minerales de la arcilla, principalmente esmectita, con respecto a los sedimentos hemipelágicos, indica que la brecha fangosa no procede de zonas muy profundas y los materiales originales son igualmente muy ricos en esmectita, de edad Miocena de la misma forma que ocurre en otros volcanes de fango del Mediterráneo.
- d) El escape de metano implica el arrastre, transporte y mezcla de grandes cantidades de sedimentos arcillosos de las unidades subyacentes que son a su vez mezclados en superficie con aquellos característicos de la sedimentación del talud. Esto implica que en estos ambientes es posible tener sedimentos mixtos u originados por procesos sedimentarios muy diferentes y de muy diferentes áreas fuente. La erosión de estos volcanes puede así mismo ser una fuente de arcillas en el contexto del Golfo de Cádiz que debe tomarse en cuenta a la hora de interpretar futuros estudios de procedencia de sedimentos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos nacionales «TASYO» (CYTMAR 98-0209) y «GADES». (REN2002-04117-C03), y de los proyectos «MVSEIS» (01-LEC-EMA24F, REN2002-11669-E/MAR) y «MOUNDFORCE» (01-LEC-EMA06F, REN2002-11668-E) del programa EUROCORE-EUROMARGINS de la ESF. Agradecemos su apoyo a la dotación del BIO Hespérides y a los miembros de la UTM durante la realización la campaña TASYO 2000, así como a la dotación del B/O Cornide de Saavedra durante la realización de las campañas ANASTASYA99, 00 y 01. Agradecemos a David Casas y a un revisor anónimo, las sugerencias realizadas durante la revisión de este artículo.

Referencias

- Akhmanov, G.G. (1996): Lithology of mud breccia clasts from the Mediterranean Ridge. *Marine Geology*, 132: 151-164.
- Baraza, J. y Ercilla, G. (1996): Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cádiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13: 253-261.
- Baraza, J., Ercilla, G. y Nelson, C.H. (1999): Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cádiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155: 191-215.
- Boetius, A., K. Ravensschlag, C. J., Schubert, D., Rickert, F., Widdel, A., Gieske, R., Amann, B. B., Jorgensen, U., Witte.

- y Pfannkuche, O. (2000): A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature*, 407: 623-625.
- Brown, K.M. (1990): The nature and hydrological significance of mud diapirism and diatremes for accretionary system. *Geophysical Research*, 95: 8969-8982.
- Buforn, E., Bezzeghoud, M., Udías, A. y Pro, C. (2004): Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and applied geophysics*, 161: 623-646.
- Casas, D., Ercilla, G. y Baraza, J. (2003): Acoustic evidences of gas in the continental slope sediments of the Gulf of Cadiz (E Atlantic). *Geo-Marine Letters*, 23: 300-310.
- Catling, D., Zahnle, K.J. y McKay, C.P. (2001): Biogenic methane, hydrogen escape, and the irreversible oxidation of early Earth. *Science*, 293: 839-842.
- Chamley, H. (1997): Clay mineral sedimentation in the Ocean. En: Soils and sediments. *Mineralogy and geochemistry* (H. Paquet y N Clauer, Eds). Springer-Verlag, Berlin, 269-302.
- Chamley, H., Dunoyer-de-Segonzac, D. y Melieres, F. (1978): Clay minerals in Messinian sediments of the Mediterranean Sea. *DSDP 42*: 389-395
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., Paggi L. (1981): Prometheus mud breccia. An example of shale diapirism in the Western Mediterranean Ridge. *Annales Geologiques des Pays Helléniques*, 30: 543- 569
- Díaz del Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, 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., Vázquez, J.T. (2003): Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/oligostrome of the Gulf of Cadiz. *Marine Geology*, 195: 177-200.
- Dickens, G. (2004): Global change: Hydrocarbon-driven warming. *Nature*, 429: 513-515.
- Dimitrov, L. I. (2002). Mud volcanoes –the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59: 49-76.
- Ercilla G y Baraza J. (1996): Evidencias de gas en sedimentos del talud del Golfo de Cádiz. *Geogaceta*, 20: 180-183.
- Fernández-Puga, M.C. (2004): *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis doctoral. Univ. de Cádiz, 336 p.
- Fernández-Puga M.C., Martín-Puertas C., Mata M.P., Vázquez J.T., Hernández-Molina F.J., Díaz del Río V., Somoza L., Pinheiro L.M. (2004a): Caracterización sedimentaria de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz: facies y procesos. *Geotemas*, 6: 167-170.
- Fernández-Puga M.C., Somoza L., Medialdea, T., Díaz del Río, V., Pinheiro, L.M. (2004b): Caracterización y clasificación de las estructuras diapíricas localizadas en el talud medio del Golfo de Cádiz. *Geotemas*, 6: 170-174.
- Flecker, R. y Kopf, A. (1996): Clast and grain size of sediment recovered from the Napoli and Milano mud volcanoes. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program ODP, Initial Reports 160, K.C. Emeis, A. H. F. Robertson, C. Richter, et al., (Eds). College Station, TX: Ocean Drilling Program, 529-32.
- García Mojonero, C. y Martínez del Olmo, W. (2001): One sea level fall and four different gas plays: The Gulf of Cádiz Basin, SW Spain. En: *GCSSEPM Foundation, 21st Annual Research Conference, Petroleum Systems of Deep Water Basins*, 357-367.
- Gardner, J.M. (1999): Mud volcanoes on the Moroccan Margin. *EOS Transactions*, 80 (46): 483.
- Gardner, J.M. (2001): Mud volcanoes revealed and sampled on the Western Moroccan continental margin. *Geophysical Research Letters*, 28: 339-342.
- Henriet, J.P. y Mienert, J. (1998): Gas Hydrates. Relevante to World Margin Stability and Climate Change. En: *Geological Society, London, Special Publications*, 137: 338 p.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J., Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31: 19-22.
- Hinrichs, K.-U., J. M. Hayes, S. P. Sylva, P. G. Brewer, y E. F. DeLong. (1999): Methane-consuming archaeobacteria in marine sediments. *Nature*, 398: 802-805
- Ivanov, M.K., y Woodside, J.M. (1996): Shallow gas and gas hydrates on the Crimean continental margin. Black Sea. En: *Abstract on Gas hydrates: relevance to world margin stability and climatic change*. Gent, Belgium, p. 46.
- Jacobsen, S.B. (2001): Gas hydrates and deglaciations. *Nature*, 412: 691-693.
- Jiang, G., Kennedy, M.J. y Christie-Blick, N. (2003): Stable isotopic evidence for methane seeps in Neoproterozoic postglacial cap carbonates. *Nature*, 426: 822-826
- Jurado-Rodríguez, M.J y Martínez-Ruiz, F. (1998): Some clues about the Napoli and Milano mud volcanoes from an integrated log-core approach. En: *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Result* (A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter y A. Camerlenghi, Eds.), 160: 607-623.
- Kopf, A., Robertson, A.H.F. y Volkmann, N. (2000): Origin of mud breccia from the Mediterranean Ridge accretionary complex using petrography and maturity of solid organic carbon. *Marine Geology*, 166: 65-82.
- Kopf, A.J. (2002): Significance of mud volcanism. *Reviews in Geophysics*, 40: 2-26.
- 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*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 463 p.
- León, R., Somoza, L., Ivanov, M., Díaz del Río, V., Lobato, A., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., Medialdea, T., Alveirinho, J., Vázquez, T. (2001). Seabed morphology and gas venting in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Imagery of multibeam data and ultra-high resolution seismic data. En: *IOC Workshop Report*, 175: 43-45.
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Díaz del Río, V., 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.
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., Cita, M.B., e Ivanov, M.K. (1996): The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background. *Marine Geology*, 132: 7-19.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. (2001): Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.
- López-Galindo, A., Rodero, J. y Maldonado, A. (1999): Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern

- Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology*, 155: 83-98.
- Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic origin and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.
- Martín-Puertas, C. (2004): *Caracterización mineralógica de estructuras ligadas a escapes de metano en el Golfo de Cádiz*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Cádiz, 160 p.
- Maslin M.A. y Thomas, E. (2003): Balancing the deglacial global carbon budget: the hydrate factor. *Quaternary science review*, 22: 1729-1736.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz del Río, V., Maestro, A., Córdoba, D., Fernández-Puaga, M.C. (2004): Structure and evolution of the «Olistostrome» complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209: 173-198.
- Milkov, A.V. (2000): Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167: 29-42.
- Nocquet, J.M. y Calais, E. (2004): Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and applied geophysics*, 161: 661-681.
- Orange, D.L., Greene, H.G., Reed, D., Martin, J.B., McHugh, C.M., Ryan, W.B.F., Maher, N., Stakes, D. y Barry, J. (1999): Widespread fluid expulsion on a translational continental margin: mud volcanoes, fault zones, headless canyons, and organic-rich substrate in Monterey Bay, California. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 992-1009.
- Ovsyannikov, D.O., Y. A. Sadekov y Kozlova, E.V. (2003): Rock fragments from mud volcanic deposits of the Gulf of Cádiz: an insight into the Eocene-Pliocene sedimentary succession of the basin. *Marine Geology*, 195: 211-221.
- Pinheiro, L.M., Ivanov, M.K., Sautkin, G., Akhmanov, G., Magalhães, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. y Cunha, M.R. (2003): Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195: 131-151.
- Prior, D.B., Doyle, E.H., Kaluza, M.J. (1989): Evidence for sediment eruption on deep sea floor, Gulf of Mexico. *Science*, 243, 517-519.
- Riaza, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional models of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary Basin. En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds). *The stratigraphic record of crustal kinematics (World and Regional Geology, 6)* Cambridge Univ. Press, Cambridge, 330-338.
- Ritger, S., Carson, B. y Suess, E. (1987): Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore-water expulsion along the Oregon/Washington margin. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 147-156.
- Roberts, H.H., y Whelan, T. (1975): Methane-derived carbonate cements in barrier and beach sand of a subtropical delta complex. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 1085-1089.
- Robertson, A.H.F. y Kopf, A. (1998): Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160. En: *Proc. ODP, Science Results* (A.H.F. Robertson, K.C. Emeis, C. Richter et al., Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program): 160: 665-680.
- Sassen, R.S., Joye, S.T., Sweet, D.A., DeFietas, A.V., Milkov, I.E. y MacDonald, I.R. (1999): Thermogenic gas hydrates and hydrocarbon gases in complex chemosynthetic communities, Gulf of Mexico continental slope. *Organic Geochemistry*, 30: 485-497.
- Schiermeier, Q. (2003): Gas leak! *Nature*, 423: 681-682
- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from x-ray and chemical data for the Preire shale. *Geological Survey Professor Paper*, 391-C, 30.
- Somoza, L., Ivanov, M.K., Pinheiro, L.M., Maestro, A., Lowrie, A., Vazquez, J.T., Gardner, J., Leon, R. y Fernandez-Puga, M.C. (2000): Structural and tectonic control of fluid seeps and mud volcanoes in the Gulf of Cádiz. En: *Proceeding of the TTR-10 Post Cruise Meeting*, Mozenka, Moscow.
- Somoza, L., Battista, B.M., Gardner, J. y Lowrie, A. (2001): Gulf of Cadiz (Western Spain): Characterized by a complex petroleum system. GCSSEPM Foundation, 21st Annual Research Conference, *Petroleum Systems of Deep Water Basins*, 357-367.
- Somoza, L., Gardner, J., Díaz-del-Río, V., Vázquez, J.T., Pinheiro, L.M., Hernández-Molina, F.J. and TASYO/ANASTASYA shipboard scientific parties (2002): Numerous Methane Gas-related Sea Floor Structures Identified in the Gulf of Cadiz. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 83 (47): 541-549.
- Somoza, L., Díaz del Río, V., León, R., Ivanov, M.K., Fernández-Puga, M.C., Lobato, A., Maestro, A., Hernández-Molina, F. J., Gardner, J., Rodero, J., Pinheiro, L.M., Vazquez, J.T., Medialdea, T., Fernández-Salas, L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Marine Geology*, 195: 153-176.
- Sotkstad, E (2003): Ancient weapons of mass destruction: Methane gas? *Science*, 301: 1168
- Van Rensbergen, P., Depreiter, D., Pannemans, B., Henriët, J.P. (2005): Seafloor expression of sediment extrusion and intrusion at the El Arraiche mud volcano field, Gulf of Cadiz. *Journal Geophysics Research*, 110 (F2), F02010.
- Woodside, J.M., Ivanov, M.K., y Limonov, A.F., (1997): Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas-Part I and II. *IOC Tech. Ser.* 48.
- Zitter, T.A.C. (2004): *Mud volcanism and fluid emissions in Eastern Mediterranean neotectonic zones*. Tesis doctoral, Univ. de Vrije, 140 p.

Manuscrito recibido el 9 de junio de 2006

Aceptado el manuscrito revisado el 21 de noviembre de 2006