



Resúmenes sobre el VIII Simposio MIA15, Málaga del 21 al 23 de Septiembre de 2015

Caracterización de deslizamientos submarinos en el sector nororiental del talud superior y medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica)

Characterization of submarine slides in the upper and middle slope of the Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula)

L. Pajarón (1), M.C. Fernández-Puga (1), J.T. Vázquez (2), E. López-Baeza (1)
& L.M. Fernández-Salas (3)

- (1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Avda República Saharaui s/n. 11510 Puerto Real, Cádiz. E-mail: lidia.pajarlor@alum.uca.es
(2) Instituto Español de Oceanografía, C.O. de Málaga, Puerto Pesquero s/n. 29640 Fuengirola, Málaga
(3) Instituto Español de Oceanografía, C.O. de Cádiz, Muelle de Levante s/n. 11006, Cádiz

Abstract: The identification and characterization of a series of complex landslides have been carried out using Topographic Parametric Sounder (TOPAS) very high resolution profiles, obtained during the INDEMARES/CHICA1011 and ARSA0313 cruises, along the upper and middle slope of the eastern Gulf of Cádiz continental margin. These landslides constitute a large area of the Upper Quaternary sedimentary deposits in these physiographic domains and are related to active tectonic and diapiric structures along the Upper Quaternary as well as sea-level fall events. The identification of the stratigraphic units has allowed us to obtain the relative age of these gravitational landslides emplacement during the Upper Quaternary.

Key words: Landslides, slope, tectonic, diapiric structures, Upper Quaternary, Gulf of Cádiz.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente, el Golfo de Cádiz es bien conocido en aspectos relacionados a su evolución tectónica, estratigrafía y estructuras geológicas (Maldonado *et al.*, 1999; Medialdea *et al.*, 2004). Sin embargo, los procesos de movimientos en masa y los cuerpos sedimentarios asociados se encuentran muy poco documentados en el talud superior. Aunque si se han descrito en zonas distales, como en los flancos del Banco de Goringe (Lo Iacono *et al.*, 2012) y en zonas adyacentes del Mediterráneo donde estas estructuras han sido objeto de numerosas estudios (Martínez-García *et al.*, 2009; Alonso *et al.*, 2012).

Los deslizamientos marinos son procesos que pueden tener una fuerte repercusión sobre instalaciones ubicadas en el fondo marino, como cables de comunicaciones submarinos y tuberías, y puede suponer un posible mecanismo generador de tsunamis. El estudio asociado a estos deslizamientos submarinos es fundamental para evaluar los riesgos geológicos del margen continental.

Existen distintos mecanismos que favorecen el desarrollo de procesos de inestabilidad sedimentaria condicionando significativamente la evolución y modelado del fondo marino desde la línea de costa hasta incluso zonas de llanuras abisales, adquiriendo gran importancia en los taludes continentales (Baraza

et al., 1999). Estos procesos pueden estar ocasionados por eventos tectónicos (terremotos, movimientos halocinéticos y fallas activas), fuerte gradientes de pendiente, escape de fluidos y desestabilización de hidratos de gas (León & Somoza, 2011), procesos erosivos sobre el talud y a fenómenos de sobrecarga de los sedimentos de la plataforma sobre el talud superior (Baraza *et al.*, 1999).

El objetivo de este trabajo es analizar algunos deslizamientos submarinos identificados en el sector nororiental del Golfo de Cádiz durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, mediante la interpretación de perfiles de muy alta resolución obtenidos con sonda paramétrica TOPAS. Asimismo, se describen y cartografían con la finalidad de conocer los factores de control que han dado lugar a dichos deslizamientos.

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El área de estudio de este trabajo, dentro del margen continental del Golfo de Cádiz, se enmarca frente al Parque Nacional de Doñana, entre las coordenadas 6° 38' y 7° 30' de longitud O y 36° 25' y 37° 0' de latitud N. Se localiza desde el borde de la plataforma y en el talud superior y medio, entre los 130 m y 600 m de profundidad (Fig. 1). Este sector del margen se caracteriza morfológicamente por la presencia de

volcanes de fango, afloramientos diapíricos, surcos submarinos y por un importante sistema deposicional contornítico (Llave, 2003).

En el área de estudio, el talud superior se desarrolla desde el borde de la plataforma situado en los 130 m hasta los 450 m de profundidad, con una anchura media de 10 km y un gradiente muy uniforme de $1,5^\circ$. El talud medio se encuentra entre los 450 m y los 600 m de profundidad con una anchura media de 14 km y un gradiente de pendiente suave de entre $0,5^\circ$ y 1° . El régimen oceanográfico está controlado por la salida desde el Estrecho de Gibraltar de la masa de agua *Mediterranean Outflow Water* (MOW) que tiene un papel importante en los procesos de erosión y sedimentación a lo largo del talud superior y medio del Golfo de Cádiz con la generación de un importante sistema deposicional contornítico.

Desde el punto de vista geológico, este sector del talud continental se sitúa sobre las unidades Subbéticas y el Complejo Alóctono del Golfo de Cádiz (CAGC), emplazado a lo largo del Mioceno Inferior y Medio hasta el Tortonense, como resultado del régimen convergente N-S entre las placas Euroasiáticas y Africana y la migración hacia el Oeste del orógeno Bético-Rifeño (Maldonado *et al.*, 1999; Medialdea *et al.*, 2004). Esta dinámica ha producido el desarrollo de numerosas estructuras arqueadas especialmente en los dominios fisiográficos del talud medio caracterizado por una importante actividad diapírica (Fernández-Puga *et al.*, 2007).

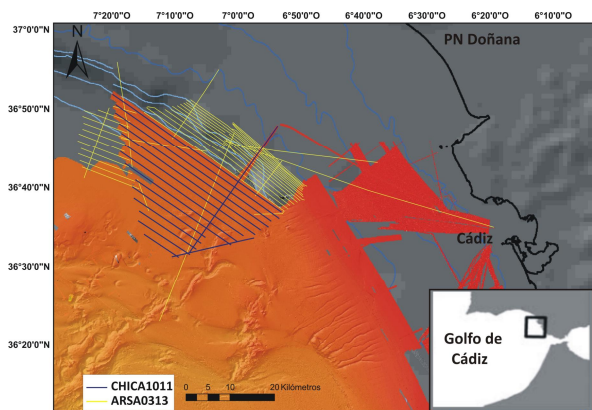


Fig. 1. Localización de la zona de estudio a lo largo del talud superior y medio del sector oriental del Golfo de Cádiz y posicionamiento de las campañas de prospección sísmica utilizadas.

3. METODOLOGÍA

El presente trabajo se ha basado en la interpretación de datos procedente de perfiles de sonda paramétrica de muy alta resolución (TOPAS PS18), adquiridos durante las campañas oceanográficas INDEMARES CHICA 1011 a bordo del B/O Vizconde de Eza y ARSA0313 a bordo del B/O Miguel Oliver, en el marco de los proyectos LIFE+INDEMARES/CHICA y ARSA respectivamente. Se ha utilizado un total de 63 líneas sísmicas con orientación paralela a la línea de

costa (NO-SE), cubriendo una extensión aproximada de 1245 km^2 . Para el análisis e interpretación sismoestratigráfica y estructural, los datos sísmicos fueron incorporados en el programa informático *Kingdom Suite* en formato SEG-Y.

Con el fin de conocer la edad relativa de las unidades sísmicas que configuran esta zona del talud así como la edad de las unidades donde se depositan las masas deslizadas, se ha realizado un análisis estratigráfico detallado utilizando 4 subunidades sísmicas (*a*, *b*, *c* y *d*) pertenecientes a la unidad sísmica más reciente (unidad *H*) del Cuaternario superior, previamente definidas por Llave (2003) en áreas adyacentes. Estas unidades quedan delimitadas por discontinuidades correlacionadas con los estadios isotópicos marinos cuaternarios (MIS) así como con los eventos de Heinrich (*H*), enmarcados dentro de los depósitos Pleistoceno-Holoceno con el siguiente encuadre cronoestratigráfico: la unidad sísmica *H* queda limitada a su base por la discontinuidad MIS 6 de 135 Ka y a su techo por la actual superficie del fondo marino. Las unidades menores quedan limitadas de base a techo por la subunidad *a* entre los 135-65 ka; la subunidad *b*, entorno a los 65-32 ka; la subunidad *c* entre los 32-24 ka y finalmente la subunidad *d* entre los 24 ka y la actualidad.

4. RESULTADOS

Se han identificado y cartografiado 5 cuerpos de deslizamientos depositados desde el Pleistoceno superior hasta el Holoceno (Fig. 2), y que descritos de base a techo son: los deslizamientos 1 y 2 desarrollados en la unidad sísmica *Hb*, y deslizamientos 3, 4 y 5 situados en la unidad sísmica *Hc*.

4.1 Unidad sísmica *Hb*

La subunidad sísmica *b* se desarrolló entre el MIS 4 (65 ka) y el evento de Heinrich H3 (32 ka) dentro de la unidad sísmica *H* de la secuencia estratigráfica del Cuaternario superior. El espesor medio que presenta es de unos 9 m, con una distribución regular a lo largo de todo el sector de la zona de estudio. Se han podido diferenciar varios depocentros localizado al SO con valores máximo de 22 m.

En esta unidad *Hb*, se ha identificado dos cuerpos de deslizamientos localizados en el sector oriental de la zona de estudio. El techo del deslizamiento 1 se halla a una profundidad de 16 m bajo la superficie del fondo en su parte más somera en el talud superior y a 56 m en su parte más profunda en el talud medio, con un desplazamiento perpendicular a la dirección del margen (NO-SE). Presenta un espesor medio de 8 m, con una longitud de 5 km en la dirección de masa deslizada y anchura entorno a 8 km (Fig.2).

El techo del deslizamiento 2, se encuentra a una profundidad de 6 m bajo la superficie del fondo en su

parte más somera en el talud superior y a 47 m en su parte más profunda en el talud medio. Posee un espesor medio de 9 m y presenta una longitud de más de 15 km, con anchura entorno a 9 km. En este caso, se observa un posible movimiento con desplazamiento lateral o paralelo al margen (NO-SE) (Fig. 2).

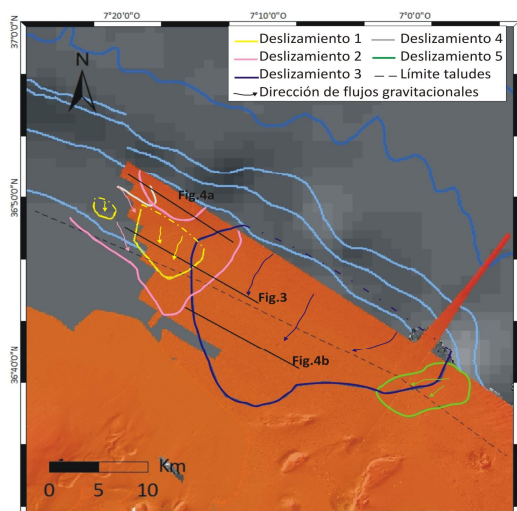


Fig. 2. Mapa del sector oriental del Golfo de Cádiz de la geometría en planta de los frentes de deslizamientos identificados en el área de estudio, así como la localización de los perfiles sísmicos mostrados en las figuras posteriores.

En los perfiles de TOPAS, estos cuerpos se caracterizan por facies sísmicas caóticas y semitransparentes, facies erosivas a techo y con geometría irregular en sección transversal, presentando adelgazamiento en los extremos. Se disponen apilados dentro de esta unidad en el talud superior (Fig. 3). Ambos depósitos gravitacionales quedan interrumpidos y deformados en su parte más septentrional por la intrusión de una estructura diapírica (Fig.4a).

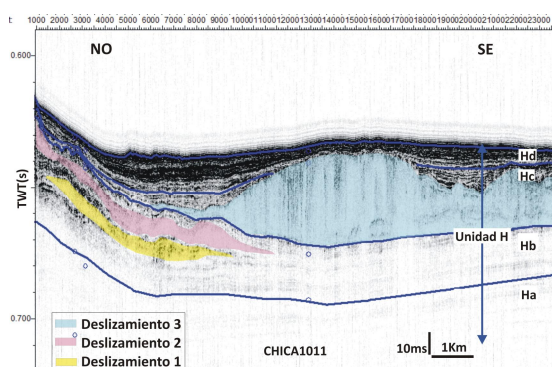


Fig. 3. Perfil sísmico TOPAS mostrando la arquitectura interna de la unidad sísmica H. Localización de los perfiles en la figura 2.

4.2 Unidad sísmica Hc

La subunidad sísmica c queda encuadrada entre los eventos de Heinrich H3 (32 ka) y H2 (24 ka) dentro de la unidad sísmica H. Esta unidad Hc, presenta una distribución de espesores más irregular, mostrando

espesores máximos de 35 m en la zona central de la zona de estudio. Caracterizada por una configuración agradante y bien estratificada.

Se ha identificado dentro de esta unidad, tres cuerpos de deslizamientos con dimensiones variables. El deslizamiento 3, el de mayores dimensiones, se ha cartografiado en el sector central, con el techo enterrado entre 21 m en su parte más somera en el talud superior y 33 m en su parte más profunda en el talud medio. Tiene un espesor máximo de 29 m en el talud superior, disminuyendo este distalmente hasta los 552 m de profundidad. Presenta una longitud de hasta 17 km y una anchura en torno a 30 km. Se caracteriza por una geometría monticular en sección transversal (Fig. 4b), semitransparente y caótico, y con irregularidades en el techo. Su posición en el registro estratigráfico interrumpe la continuidad lateral de las subunidades sísmicas que constituyen los depósitos de la unidad sísmica Hc. Por encima de este cuerpo, se observan varias fallas gravitacionales con dirección NE-SO deformando las unidades suprayacentes y localmente la superficie del fondo.

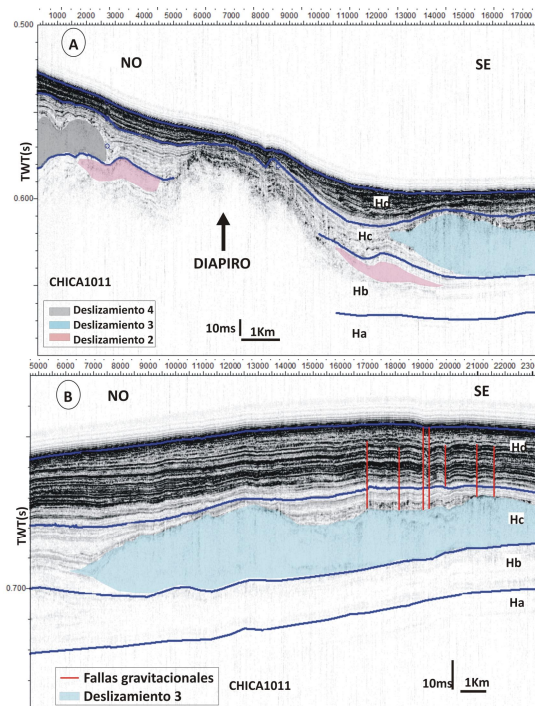


Fig. 4. Perfiles sísmicos de TOPAS paralelos a la rotura de pendiente en los que se observa a) deslizamientos deformados por la actividad diapírica y b) fallas gravitacionales deformando las unidades suprayacentes al deslizamiento 3. Localización de los perfiles en la figura 2.

El deslizamiento 4, aparece ubicado en el sector oriental de la zona de estudio, en el talud superior a 12,5 m de profundidad bajo la superficie del fondo. Presenta un espesor sedimentario de 13 m, una longitud de 2,5 km y una anchura de 3,6 km. Este depósito gravitacional queda deformado por la intrusión de una estructura diapírica (Fig.4a). El deslizamiento 5, aparece ubicado en el sector

occidental de la zona de estudio, con un desplazamiento lateral al margen con dirección NE-SO. Se observa tanto en el talud superior como medio a una profundidad de 6 m bajo la superficie del fondo. Presenta un espesor sedimentario de 9 km, con longitud de 8,7 km y una anchura entorno a 5 km. En los perfiles de sonda paramétrica, ambos depósitos se caracterizan por facies sísmicas caóticas y semitransparentes con geometría irregular.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En los perfiles de sonda paramétrica, se ha reconocido la presencia de cuerpos de deslizamientos emplazados dentro de los unidades sísmicas Hb y Hc definidas entre los límites cronoestratigráficos 64 ka y 24 ka, encuadrados dentro del Pleistoceno superior, Estas secuencias deposicionales de muy alta resolución están controladas por ciclos de 5º orden (MIS 6 y MIS 4) y ciclos de Heinrich, bajo un régimen regresivo y de bajo nivel (Llave, 2003), cuya evolución puede interpretarse por la interacción entre cambios de nivel del mar, variaciones en la circulación MOW y periodos de deformación tectónica y diapírica.

Los deslizamientos 1 y 2 corresponden a depósitos gravitacionales más antiguos, cuya base se encuentra desconectada del límite discontinuo MIS 4 datado en 65 ka. Sus principales características radican en el grado de deformación que presentan causada por la intrusión y elevación de una masa diapírica, siendo la actividad de esta estructura un posible mecanismo causante del desarrollo de la inestabilidad sedimentaria. Estos deslizamientos aparecen superpuestos en la vertical, lo que sugiere una recurrencia de episodios de inestabilidad sedimentaria durante el Pleistoceno superior.

Los deslizamientos 3, 4 y 5 corresponden a cuerpos gravitacionales emplazados en subunidades más recientes, cuyas bases se acomodan sobre el límite del evento de Heinrich 3 datado en 32 ka dentro del Pleistoceno superior. Teniendo en cuenta la cronología de estos cuerpos, cabe la posibilidad que las masas 3 y 4 hayan tenido una génesis próximas en el tiempo, ya que se encuentran situadas a las mismas profundidades pero en diferentes zonas del talud, mientras que el deslizamiento 5 se encuentra limitado en su parte más oriental por el deslizamiento 3, revelando una edad más moderna. La masa deslizada 3 presenta una estructura interna pseudoestratificada posiblemente como consecuencia de la diferente compactación de los materiales. La disposición y característica de este cuerpo deslizado puede estar condicionada por la morfología del perfil paleo-topográfico, confinando los depósitos gravitacionales e influyendo así sobre el espesor de la unidad sísmica. La aparición de fallas gravitacionales puede deberse a la expulsión o escape de fluidos, como resultado de la acción de la presión litostática

de los niveles sedimentarios suprayacentes sobre esta masa deslizada.

Aunque son los ciclos de cortejos regresivos y de bajo nivel los principales factores desencadenantes del desarrollo de depósitos gravitacionales de masas (Haq, 1991), por aporte de grandes cantidades de sedimento sobre el borde de la plataforma provocando una sobrecarga, la presencia en la zona de estudio de una alta actividad diapírica (Fernández-Puga *et al.*, 2007), puede ser el mecanismo desencadenante de algunas de las inestabilidades sedimentarias. En este sentido, queremos subrayar que mediante la datación relativa de las unidades sísmicas así como la caracterización de los deslizamientos, se ha mejorado el conocimiento de la actividad de los procesos geológicos durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Un estudio con datos de testigos de gravedad de estos deslizamientos nos podría informar sobre la naturaleza de los depósitos involucrados y obtener un mayor control de los procesos implicados en estas inestabilidades sedimentarias.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos ARSA, CADHYS (P08-RNM-03581) y LIFE+INDEMARES/CHICA (LIFE 07/NAT/E/000732).

REFERENCIAS

- Alonso, B., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Juan, C., Casas, D., Estrada, F., García, M., Farran, M., D'Acremont, E. & Gorini, Ch. (2012). Caracterización morfo-sísmica de las inestabilidades sedimentarias del sector oriental del Mar de Alborán durante el Cuaternario (SO Mediterráneo). *Geo-Temas*, 13, 557-560
- Baraza, J., Ercilla, G. & Nelson, C.H. (1999). Potencial geologic hazards on the Eastern Gulf of Cádiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155, 191-215.
- Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Medialdea, T., Mata, P. & León, R. (2007). Gas related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters*, 27, 223-235.
- Haq, B.U. (1991). Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 12, 3-39.
- Maldonado, A., Somoza, L. & Pallarés, L. (1999). The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution. *Marine Geology*, 155, 9-43
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L. & Pérez-Hernández, S. (2009). Deslizamientos submarinos recientes en la Cresta de Alborán (Mar de Alborán). *Geogaceta*, 47, 89-92.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D. & Fernández-Puga, M.C. (2004). Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology*, 209, 173-198.
- Lo Iacono, C., Gracia, E., Zaniboni, F., Pagnoni, G., Tinti, S., Bartolome, R., Masson, D. G., Wynn, R. B., Lourenc_o, N., Pinto de Abreu, M., Danobeitia, J. & Zitellini, N. (2012). Large, deepwater slope failures : implications for landslide-generated tsunamis, *Geology*, 40, 931-934.
- León, R. & Somoza, L. (2011). GIS-based mapping for marine geohazards in seabed fluid leakage areas (Gulf of Cadiz, Spain). *Marine Geophysical Research*, 32, 207-223.
- Llave, E. (2003). Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas. *Tesis doctoral*. Universidad Cádiz. 343pp.