ARQUITECTURA SISMICA, OLISTOSTROMAS Y FALLAS EXTENSIONALES EN EL NORTE DE LA CUENCA OESTE DEL MAR DE ALBORÁN

W. Martínez del Olmo [1] y M.C. Comas [2]

[1] *Repsol Exploración S.A. Paseo de la Castellana 280, 28046 Madrid.*

[2] *Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC - Universidad de Granada), Campus Fuentenueva s/n, 18002, Granada.*

Resumen: Una sísmica 3D registrada en la sub-cuenca más occidental del Mar de Alborán (Cuenca de Málaga), permite interpretar motivos estructurales y estratigráficos no fáciles de observar en la vieja sísmica 2D. Lo más relevante de la interpretación de conjunto (3D+2D) puede expresarse en: 1) Presencia de tres sistemas de fallas extensionales: a) El sistema más antiguo define los contactos entre el Dominio de Alborán y el Mioceno, muestra cortos rellanos y largas rampas con 28-30º de pendiente, que están fosilizados desde el Langhiense - Burdigaliense, por una configuración tipo *onlap* en mar profundo. Estas viejas fallas sufrieron una erosión pre-Langhiense y en un segmento próximo a la costa un tardío plegamiento de gran radio. En las aguas profundas, este sistema penetra al Dominio de Alborán y creó antiformas de bloque de techo sub-paralelas al Arco de Gibraltar. b) Los dos tardíos sistemas extensionales, del Serravaliense-Tortoniense (fallas lístricas) y del Plioceno (reactivaciones que son de menor salto), y no penetran al Dominio de Alborán. En el margen, el primero de ellos fue arrasado por la erosión del Messiniense. 2) Durante el Tortoniense, esta sub-cuenca acogió olistostromas tipo *landslides*, deslizados desde el vecino Surco de los *Flyschs*. 3) El Messiniense superior alberga dos secuencias sísmicas que colmatan valles incisos, la superior es turbidítica, tipo transporte en masa, la inferior no ha sido reconocida por sondeos.

Palabras clave: Mar de Alborán, Cuenca Oeste de Alborán, Cuenca de Málaga, Sísmica de reflexión, Neógeno, Fallas extensionales, Olistostromas, Erosión mesiniense, Valles incisos.

Abstract: A recent acquisition of 3D seismic over a small area in the northern margin of the West Alborán Basin (WAB), at the so called Malaga Basin, allow for much better geological observation than those imagined by conventional MCS profiles. The 3D profiles show new data from the WAB sedimentary infill and demonstrate the presence of Miocene extensional fault-systems in the basin. In the WAB northern margin (Malaga Basin margin) the older extensional detachment system corresponds to the regional contact between the Alborán Domain (Internal Zones of the Betic and Rif Cordilleras) and the Miocene sediment cover, and inserts the metamorphic basement at places. This detachment show rare flat segments and long continuous ramps dipping 28-30º toward SSE. Both, ramps and flats are fossilized by a lower-to-middle Miocene basin onlap seismic configuration initiated during the Late Burdigalian-Early Langhian, at least. This first fault system was eroded in pre-Langhian times and presents big structural antiforms in the external-margin area, close to the present shoreline. In the WAB deep waters, this detachment system show a drastic change in the dip of the major fault-plane and cut the Alborán Domain, consequently created a continuous line of hanging wall anticlines structures parallel to the northern branch of the Gibraltar Arc. The second extensional system, encompassing sin-sedimentary tilting, listric- and grow-faults, and sedimentary wedges, disturbed only the Miocene (Langhian to Tortonian) sequences. This fault system supported intense erosion during the Messinian sea-level fall. The 3D seismic discovers olistostrome bodies. This olistostrome occurred from originally chaotic submarine landslides that evolved to backslide structures through time. The olsitrostome unit sows internal ramps (thrust duplexes) and a frontal ramp (blind thrust fault) thrusting autochthonous Tortonian seismic units. Regional onshore-offshore correlations suggest these olistostrome bodies may derive from the Flysch Units (Alborán Domain) or neighboring lower Miocene olistrostromic unit's outcropping-out to the W-NW in the Betic Chain. The 3D seismic depicts that the Upper Messinian unit differentiates two seismic sequences that infill incised valleys created during the Messinian sea level fall. Both, well data and the seismic expression allow defining the upper sequence as a turbidity mass-transport deposit (MTD).

Key words: Alborán Sea, West Alborán Basin, Malaga Basin, Seismic reflection, Neogene, Extensional faults, Olistostromes, Messinian erosion, Incised valleys.

W. Martínez del Olmo, W. y Comas, M.C. (2008): Arquitectura sísmica, olistostromas y fallas extensionales en el norte de la cuenca oeste del Mar de Albrán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4): 151-167

El Mar de Alborán corresponde a la cuenca tras-arco del Sistema del Arco de Gibraltar (SAG), entendiendo ese Sistema como el ámbito geodinámico que incluye la Cuenca de Mar de Alborán y su entorno (el orógeno Bético-Rifeño) y el prisma de acreción del Golfo de Cádiz (Fig. 1A). El SAG jalona el límite de las placas litósfericas de Eurasia y África, y ha evolucionado conjuntamente desde hace 30 Ma (Neógeno a Presente) bajo un régimen cinemático de convergencia N-S de las placas (Dewey *et al.*,1989, considerando la cita original).

Actualmente se dispone de bastante información científica y considerable volumen de datos geofísicos sobre la estructura de la cuenca del Mar de Alborán y su entorno; y de numerosas publicaciones donde se integran distintos observables geológicos y geofísicos. Diversos trabajos, generalmente aceptados por la comunidad científica, prueban que la Cuenca de Alborán, al igual que las cuencas extensionales que conforman el Mediterráneo occidental, se desarrolló a partir del Paleógeno o Mioceno inferior por procesos de adelgazamiento litosférico y extensión en una región de corteza continental engrosada y entonces emergida (Dominio de Alborán), y que la subsecuente transgresión marina Miocena dio lugar a ámbitos sumergidos, que parcialmente se conservan aún bajo el mar. Es asimismo conocido, que en la Cuenca de Alborán los procesos tectónicos se prolongan hasta la actualidad tal como lo demuestra la intensa actividad sísmica que se registra en el SAG. Otro punto a destacar es que la actual cuenca del Mar de Alborán, sus líneas de costas y su fisiografía submarina, existen como tal desde tiempos muy recientes (Plio-Cuaternario), y que durante el Mioceno esta cuenca se extendía al N y al S hasta ámbitos mas distantes, actualmente situados en las Cordilleras Béticas y el Rif. Esto está ampliamente demostrado por la numerosa literatura científica existente sobre los registros marinos en las denominadas Cuencas Neógenas Béticas y Rifeñas (i.e., Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991; Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999; Jabaloy *et al.*, 1992; Frizon de Lamotte *et al.*, 2004; Durand-Delga, *et al.*, 2007; Hlila *et al.*, 2008, entre muchos otros).

En el terreno de las hipótesis, los modelos en boga para explicar el origen del adelgazamiento cortical en la Cuenca de Alborán y desarrollo del SAG consideran la remoción o despegue del manto litosférico subyacente, sea por procesos de subducción (i.e, Lonergan y White, 1997, Morales et al, 1999), desenraizamiento (i.e, Platt y Visser, 1989; Watts *et al.*, 1993), o delaminación (i.e.,Seber et al, 1966; García-Dueñas *et al.*, 1992). En este contexto, el origen y evolución del SAG, los procesos tectónicos que lo generaron y la situación geodinámica actual, son aun temas de enorme controversia científica.

Otros trabajos indican que tanto la corteza como el manto litosférico de la Cuenca del Mar de Alborán presentan un importante adelgazamiento desde las zonas emergidas (Arco de Gibraltar) hacia el centro, a través de sus márgenes, y hacia el este de la cuenca cuando limita con la corteza oceánica de la Cuenca Argelino-Balear (Comas *et al.*, 1997, 1999; Morales *et al.*, 1999; Torné *et al.*, 2000; Frizon de Lamotte *et al.*, 2004, entre otros). Hitos en el conocimiento de la evolución tectónica del SAG ocurren con el establecimiento de criterios estructurales, cinemáticos, geocronológicos, y termo-barométricos en el Dominio de Alborán, que prueban la naturaleza y edad de los procesos de extensión ocurridos durante el Mioceno en el Arco de Gibraltar (Béticas y Rif) y en la Cuenca del Mar de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Aldaya *et al.*, 1991; Galindo Zaldivar *et al.*, 1991; Comas *et al.*, 1992, 1997, 1999; Jabaloy *et al.*, 1992; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Garcia Dueñas *et al.*, 1995; Chalouan *et al.*, 1995; Crespo-Blanc, 1995; Lonergan, y Platt, 1995; Platt et al, 1996; Balanyá *et al.*, 1997; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Comas y Soto, 1999; García-Dueñas *et al.*, 1992; Azañón *et al.*, 1993, 2002; Platt *et al.*, 1998; Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004; Martínez del Olmo *et al.*, 2006; Alonso-Chávez *et al.*, 2008).

Argumentos estructurales en estos trabajos constatan que los procesos extensionales (etapas de rifting) se desarrollaron en el SAG desde los 27 Ma (Oligoceno terminal) hasta los 9-8 Ma (Mioceno Superior). Algunos de ellos ilustran sobre los procesos tectónicos ocurridos en el SAG desde el Mioceno terminal y durante el Plioceno y Cuaternario (tectónica contractiva, plegamiento y tectónicas extensiva y transcurrente) como responsables de la configuración actual de la Cuenca del Mar de Alborán y sus márgenes, la fisiografía del fondo marino, y la línea de costa (Fig. 2B).

La cobertera sedimentaría de la Cuenca del Mar de Alborán es relativamente bien conocida a partir de correlaciones entre la densa red de perfiles sísmicos de reflexión existente, comerciales y académicos, y datos de los sondeos exploratorios profundos realizados en los márgenes (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992, Díaz-Merino *et al.*, 2004, entre otros) y para sedimentos post-Messinienses por las perforaciones del ODP en la cuenca profunda (Comas *et al.*, 1996, 1999).

A partir de numerosas publicaciones es conocido que ese registro sedimentario incluye sedimentos de edad Mioceno inferior (20 Ma) al Holoceno (Actual) y que su espesor ha sido considerado (según los distintos autores) de entre 6.500 y 9.000 m. También que la arquitectura estratigráfica de la cuenca es compleja, tanto en los márgenes como en ámbitos mas profundos, a causa de la polifásica y compleja tectónica sinsedimentaria que afectó a los sistemas deposicionales neógenos y cuaternarios, y del dapirismo de barro existente (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999; Soto *et al.*, 1996; Pérez-Berluz, 1999; Talukder, 2003; Talukder *et al.*, 2003; Sautkin *et al.*, 2003; Díaz-Merino *et al.*, 2004; Alonso *et al.*, 2008; y referencias incluidas en estos trabajos).

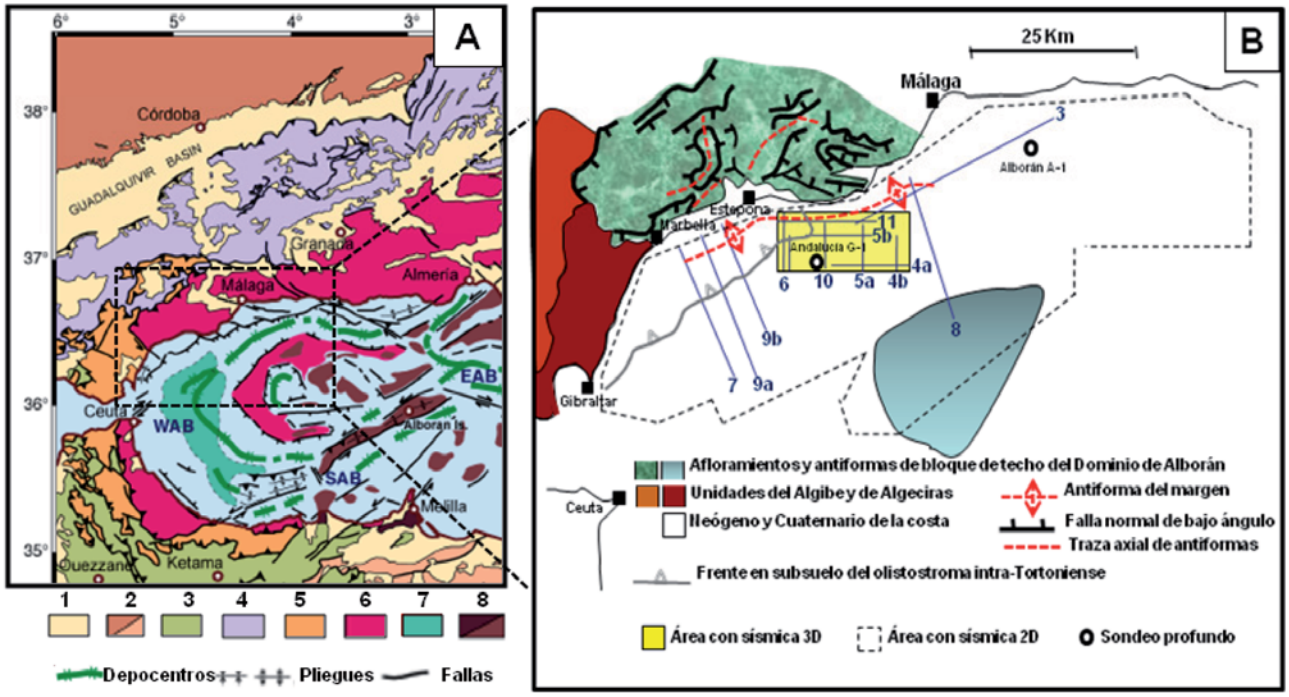

Figura 1.- (A) Esquema geológico de la cuenca occidental del Mar de Alborán y su entorno (tomado de Comas *et al.*, 1999): 1. Neógeno y Cuaternario; 2. Cuencas de antepaís; 3. Mesozoico de las Zonas Externas del Magreb; 4. Subbético y Olistostromas; 5. Surco de los flyschs; 6. Dominio de Alborán; 7. Provincia de diapiros de lodo; 8. Volcánicos. **(B)** Base de datos y principales motivos geológicos referidos en el texto (afloramientos simplificado de García-Dueñas y Balanyá, 1991). Localización de las líneas sísmicas coincidente con el número de figura incluido en el texto.

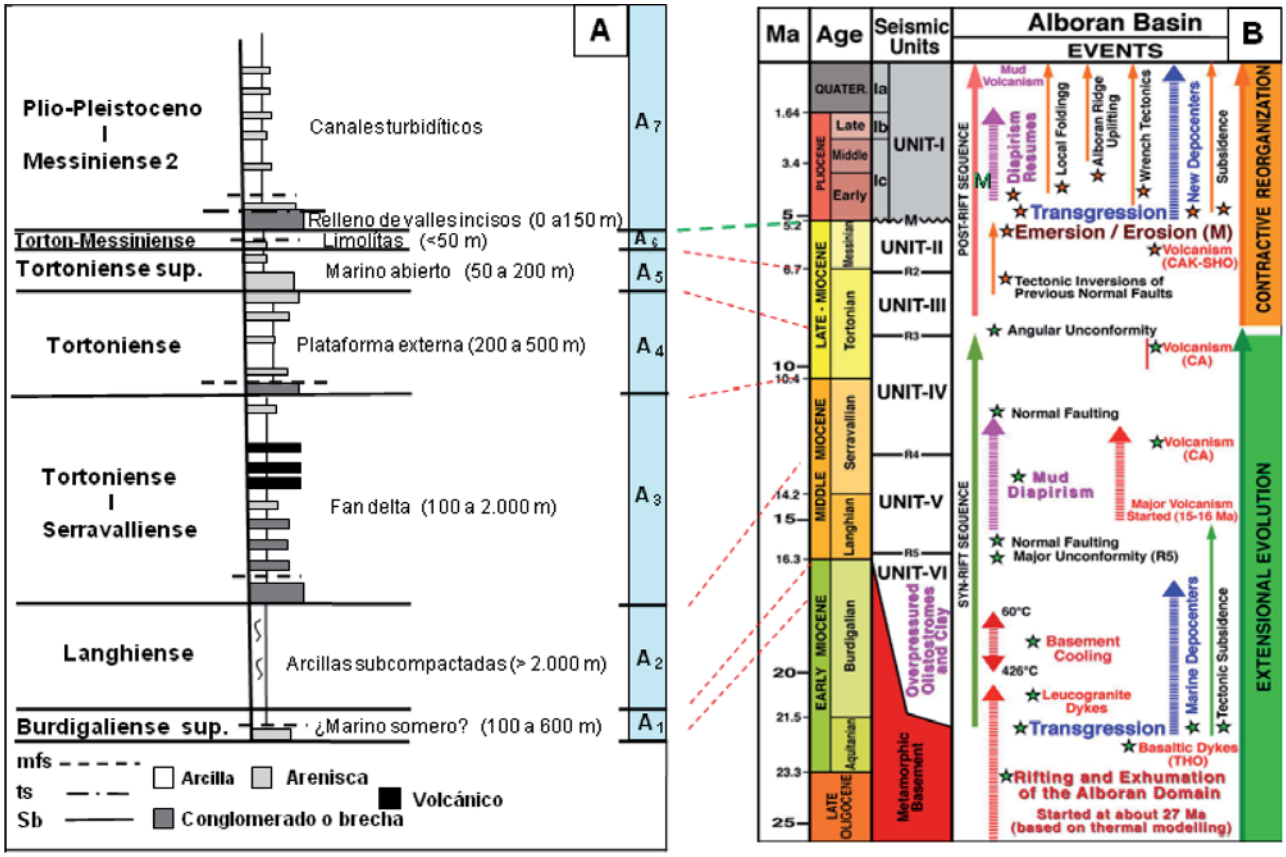

Figura 2.- Estratigrafía de la cobertera sedimentaria de la cuenca. **(A)** Columna sintética del Neógeno reconocido en el sondeo Andalucía G-1 y proparte en el Alboran A-1 (modificado de Díaz Merino et al., 2005). msf / superficie de inundación máxima. ts / superficie transgresiva. Sb / límite de secuencia. **(B)** Unidades símicas y eventos en la evolución tectónica de la totalidad del Mar de Alborán.(modificado de Comas el al., 2009)

El conocimiento de la Cuenca del Mar de Alborán ha siso favorecido en los últimos años por los resultados de diversas campañas de reconocimiento, comerciales y académicas, dedicadas a muestreos, levantamiento de mapas batimétricos de alta resolución del fondo marino y al registro de perfiles sísmicos de muy diferentes resoluciones (multicanal y monocanal). Entre estas exploraciones, cabe resaltar la realizada recientemente por Repsol Exploración S.A. que registró y procesó unos 200 Km^2 de sísmica en 3D (Fig. 1B) en el margen septentrional de la Cuenca de Málaga, sísmica que mejora sustancialmente la resolución de los viejos perfiles en 2D existentes.

Precisamente, el trabajo que aquí presentamos gira entorno al análisis e interpretación de esta sísmica en 3D (Fig. 1B) con el propósito de ilustrar fehacientemente el carácter y edad de notables rasgos estructurales y sedimentarios de la Cuenca Oeste de Alborán (COA). Al hilo del resultado de la interpretación de esta sísmica y de otra contigua de sísmica convencional, sugerimos y discutimos la correlación entre algunas estructuras y unidades sísmicas reconocidas en la COA, y estructuras y unidades tecto-sedimentarias aflorantes en sectores vecinos de las Cordilleras Béticas, y particularmente sobre el origen de los olistostromas miocenos.

La cobertera sedimentaria de la Cuenca de Málaga

Los sondeos Andalucía G-1 (3.730 m) y Alborán A-1 (2.252 m) en el margen septentrional de la Cuenca de Málaga, realizados en los años 1983 y 1986, proporcionan una información valiosa sobre edades y litologías de la cobertera sedimentaria de la COA (Figs. 1 y 2). A la vez, los controles tiempo sísmico-profundidad permiten extender las líneas de tiempo geológico, que no de litofacies, por toda el área que nos ocupa en este trabajo, y así, es posible visualizarlas en el área cubierta por sísmica 2D y 3D.

En este registro Mio-Plioceno, se han diferenciado seis Unidades sismoestratigráficas entre el Aquitaniense-Burdigaliense y el Cuaternario (Jurado y Comas, 1992; Comas *et al.*, 1999) y un mínimo de siete Secuencias de depósito de 3er orden a partir de los datos paleontológicos y las litofacies que suministran los sondeos (Díaz Merino *et al.*, 2003). La Figura 2 muestra una correlación entre las Unidades sismoestratigráficas y las Secuencias de depósito.

Dada la alta resolución de la sísmica 3D, e n la que es posible diferenciar los límites de las Secuencias de depósito, en este trabajo utilizaremos esa diferenciación para describir las líneas sísmicas que recogen numerosas figuras aquí incluidas (Fig.2A). Los controles de edad y facies del sondeo Andalucía G-1 complementada con datos del sondeo Alborán A-1 (en este sondeo existen importantes discontinuidades estratigráficas) y de la configuración en sísmica 3D, permiten sintetizar lo más significativo de este registro sedimentario como sigue:

Secuencia Alborán A_1 *(Burdigaliense superior-Langhiense inferior):*

Es de poco espesor, se apoya sobre el basamento, y contiene delgados intervalos de arena y arcilla. Con los datos existentes no es posible determinar con seguridad si corresponde a un medio sedimentario somero o profundo, pero es posible que estos sedimentos detríticos pertenezcan a un medio poco profundo (Díaz Merino *et al.*, 2003), comparables a las facies someras conocidas en algunas Cuencas Neógenas Béticas. Esta secuencia registraría la primera inundación marina acaecida sobre el basamento de la sub-cuenca de Málaga. Su edad Burdigliense se determina por la presencia de un único ejemplar de *Globorotalia foshi* en el sondeo Alborán A-1. En el sondeo la secuencia del Burdigaliense superior tiene un espesor total de 120 m., pero la información sísmica permite estimar que puede alcanzar los 500-600 m. de espesor en el eje de la sub-cuenca, lugar donde es posible que se existan unidades más antiguos del Oligo-Aquitaniense y Burdigaliense inferior como las que afloran en el Ghomáride de la orilla africana (Hlila et al, 2008) al sur de Ceuta en situación más meridional y próxima al Arco de Gibraltar que la correspondiente a los sondeos Andalucía G-1 y Alborán A-1.

Secuencia Alborán A_2 *(Langhiense):*

En sondeo Andalucía G-1 corresponde a arcillas verdes subcompactadas (600 m.) y alcanza hasta 2.000 m. de espesor e algunos sectores de la COA (Fig. 3). Las arcillas verdes del Langhiense se interpretan como el registro de un tiempo en el que la subsidencia tectónica y el aporte sedimentario son notables y de ahí podría derivar su subcompactación. La presurización de estas arcillas sugiere que están implicadas en la formación del importante diapirismo de lodo de la COA (Díaz Merino *et al.*, 2003). En el sondeo Alborán A-1 un intervalo con subcompactación equivalente contiene tambien facies arcillosas pero comporta elementos exóticos de materiales del Cretácico y Paleógeno que han sido considerados olistostromas (Jurado y Comas, 1992), candidatos por su rápido depósito a generar presurización, como es el caso bien conocido del olistostroma del Guadalquivir-Golfo de Cádiz. En estos materiales subcompactados, arcillas y olistostromas (Unidades VI y V, Fig. 2), se enraízan los diapiros y volcanes de lodo de la Provincia Diapírica de Alborán de la COA (Fig. 1A) situada inmediatamente detrás del Arco de Gibraltar (Comas *et al.*, 1992, 1999; Soto *et al.*, 2003; Talukder *et al.*, 2003; Talukder, 2003). Los materiales extruidos al fondo marino por los volcanes de lodo de la COA -algunos aún activos- que en los perfiles sísmicos se ven claramente conectados en profundidad con los diapiros de lodo (muestreados profusamente en estos últimos años), prueban que los diapiros contienen brechas arcillosas con clastos y bloques de elementos exóticos cretácicos y paleógenos

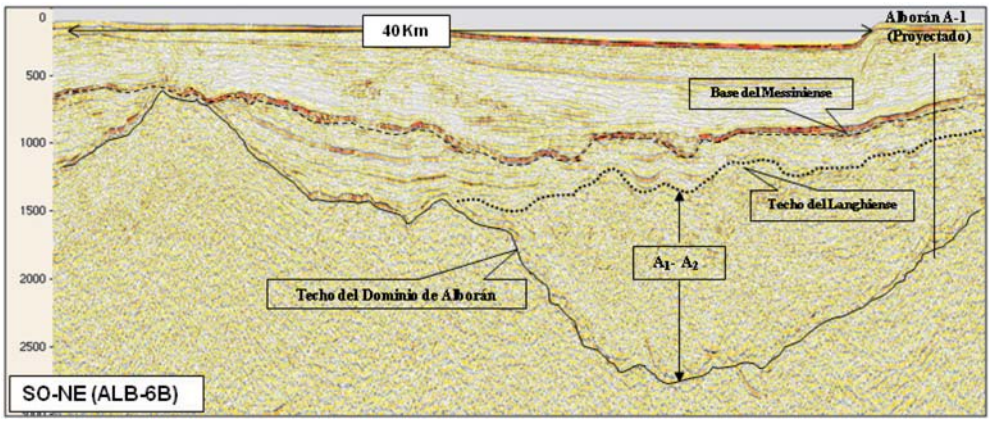

Figura 3.- Línea sísmica 2D subparalela al margen mostrando una semi-fosa conteniendo mas de 2.000 m de materiales subcompactados del Burdigaliense-Langiense. Nótese la antiforma de basamento en el extremo SO del perfil, señalada en la figura 1.

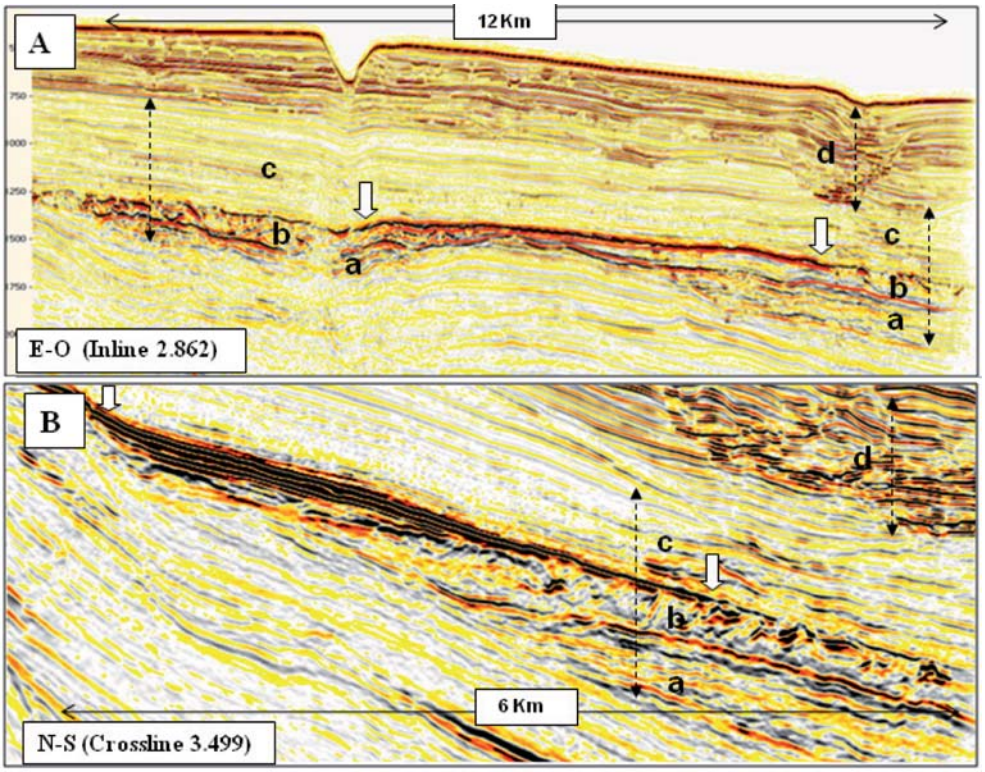

Figura 4.- El episodio de nivel bajo, tipo Lowstand System Tract, de la secuencia (A_7) Messiniense 2-Plioceno. **(A)** Línea sísmica paralela a la costa en la que se muestran dos paquetes de reflexiones sísmicas (a/ plano-paralela y b/caótica) rellenando los valles incisos de una discontinuidad erosiva tipo Sb_1. En esta paleogeografía profunda el Trasgresive System Tract de la secuencia A_7 está condensado, y el paquete transparente (c) es el Highstand System Tract. **(B)** Línea sísmica perpendicular a la costa, con detalle del *onlap* hacia el margen y de la culminación en un canal, también turbidítico, cuyo trazado marcan las flechas blancas. Nótese como el paquete caótico (b) muestra la clásica expresión sísmica de un transporte en masa, y como su rugoso techo no representa una discordancia erosiva. (d) Expresión sísmica del relleno turbidítico del cañón del Río Guadalhorce en su segmento distal.

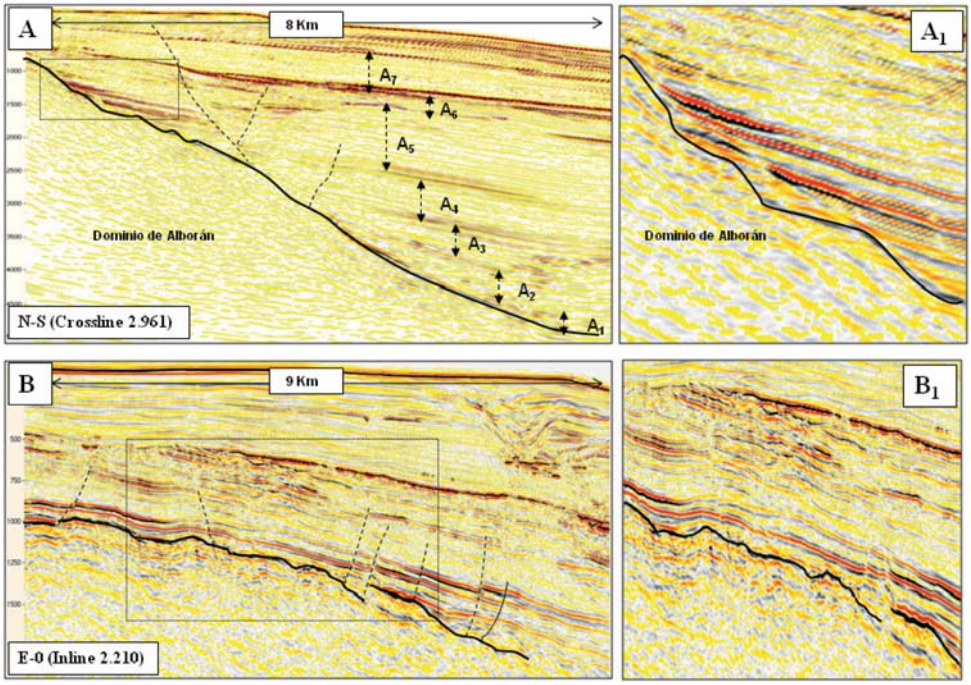

Figura 5.- Expresión sísmica de las secuencias A_1-A_7. Nótese la ausencia de discordancias internas y el *onlap* sobre las paleo-fallas señaladas en trazo grueso continuo. (A y B) Líneas perpendicular y paralela a la costa. (A_1 y B_1) Detalles del *onlap* y expresión de la erosión sufrida por los planos de falla.

similares a los encontrados en el sondeo Alborán-A1 (Comas e Ivanov, 2000 y 2003, Comas *et al.*, 2003, Sautkin *et al.*, 2003). Algunos perfiles sísmicos muestran facies aparentemente caóticas en todo el intervalo que correspondería a esta secuencia, que se ubica en depresiones del basamento o en semifosas y presenta techos deformados por diapirismo (Fig. 3). En estos casos, y debido a la removilización, migración lateral y/o ascenso de materiales y fluidos, causada por los procesos diapíricos, es difícil dilucidar la naturaleza de los materiales que la componen, y dada la degradación de la imagen sísmica bajo ella, tampoco se llega a reconocer la naturaleza de la posible secuencia Alborán A_1 subyacente.

Secuencia Alborán A_3 *(Langhiense-Serravaliense, en su mayor parte del Serravaliense):*

Se caracteriza por contener un tramo inicial con numerosos niveles de conglomerados, un paquete intermedio arcilloso-limolítico, con delgados niveles volcanoclásticos e ignimbriticos, y un intervalo final arcillo-arenoso. Llega a alcanzar 1.500 m. de espesor en el sondeo Andalucía G-1. Por su organización vertical y litología se considera de tipo fan-delta y la interpretamos como depositada, bajo una subsidencia muy activa, en surcos sedimentarios que reciben alimentación proximal a distal desde márgenes emergidos no muy alejados. En la Cuenca de Málaga la base de la secuencia muestra una configuración tipo *onlap* sobre el techo de la subcompactada secuencia A_2, lo que cuestiona que su base se trate aquí de una discordancia tectónica.

Secuencias Alborán $A_{4,}$ -A_5 y A_6 *(Tortoniense-Mesiniense):*

Contienen facies marinas abiertas, de naturaleza esencialmente arcillo-arenosa, son muy extensivas hacia el margen y progradan hacia el centro de la cuenca para alcanzar allí una notable y rápida condensación. La Secuencia Alborán A_6 (Tortoniense superior-Mesiniense) es muy delgada (menos de 50 m) y su litología indica una falta de alimentación detrítica desde el margen en esa época. A escala del Mediterráneo occidental, es similar y podría correlacionarse con una secuencia deposicional coetánea que existe en el Golfo de Valencia, donde culmina en los yesos depositados en las aguas someras de la plataforma levantina. Tal como se interpretó en el Golfo de Valencia (Martínez del Olmo, 1996, a y b) en la Cuenca de Málaga la consideramos como el fruto de la crisis climática que define el Mesiniense 1.

Secuencia A_7 *(Mesiniense 2-Plioceno):*

Los sondeos Alborán A-1 y Andalucía G-1, sólo cortaron una parte de la secuencia cuya litología corresponde a rocas de matriz arcillosa con abundantes mezclas de foraminíferos planctónicos y bentónicos en la que se incluyen bloques y cantos de carbonatos de las Zonas Internas Béticas, de yesos, y de rocas volcánicas. La línea sísmica 3D que mostramos en la Figura 4 es particularmente explicita respecto a la organización sedimentaria de esta secuencia, e incluso nos permite interpretar los procesos sedimentarios que la condicionan: Su origen la relacionamos con un descenso marino que provocó la erosión de la estrecha paleo-plataforma del Mar de Alborán, y el producto de esta erosión, fue depositado aguas afuera como relleno de valles incisos. En el relleno de estos valles pueden diferenciarse dos paquetes de reflexiones sísmicas: uno inferior de extensión limitada -intervalo *a* en la Figura 4- (no cortado por sondeo alguno) que muestra una fina alternancia de amplitudes sísmicas que colmatan en configuración tipo *onlap* hacia el margen de los surcos erosivos que lo albergan, y otro superior –intervalo *b* en Figura 4- cortado por los sondeos Andalucía G-1 y Alborán A-1, extensivo sobre el anterior, que la sísmica 3D y su contenido litológico permiten interpretar como una delgada cuña de facies turbiditas y de transporte en masa (MTD*: mass transport deposits)*. La existencia de yeso detrítico en estas turbidítas sugiere que en esa época y sobre la estrecha plataforma marina adyacente al Dominio de Alborán se ubicaban las charcas evaporíticas, conocidas por todo el ámbito mediterráneo. Dado que en tierra -en el margen emergido de la Cuenca de Málaga- estas facies no son conocidas, sea porque no afloran, fueron erosionadas, o no depositadas, no podemos saber si la erosión intra-Messiniense que produjo estos valles incisos fue muy penetrativa hacia el margen emergido o si estos yesos, caso más probable, sólo se depositaron en una estrecha franja marginal hoy día sumergida. Ya que estas facies de alta impedancia acústica tampoco se reconocen en las líneas sísmicas registradas en la plataforma actual de la Cuenca de Málaga, es probable que hayan sido totalmente erosionadas en ese ámbito en la etapa erosiva posterior que precedió a la transgresión Pliocena y que condicionó el Reflector M de Ryan *et al.*, 1973 (Fig.2). Otro dato sobresaliente de la sedimentación pliocena incluida en esta secuencia Alborán A_7 es el depósito de turbiditas canalizadas -intervalo *c* en la Figura 4- que la sísmica 3D permite relacionarlas con el transporte por cañones submarinos activos en el Plioceno medio y superior, tales como el del Río Guadalhorce, al igual que ha sido establecido por otros autores en los perfiles 2D (i.e., Pérez-Belzuz, 1997 y Alonso *et al.*, 2008: entre otros).

La sísmica 3D vienen a indicar que en la Cuenca de Málaga los limites entre las secuencias descritas se corresponden con discontinuidades sedimentarias que pueden ser asignadas a límites (Sb) de secuencias de depósito; entre ellas se incluye la base del Messiniense 2-Plioceno (A_7) que corresponde a una discordancia erosiva, en su mayor parte submarina (Figuras 4 y 5)

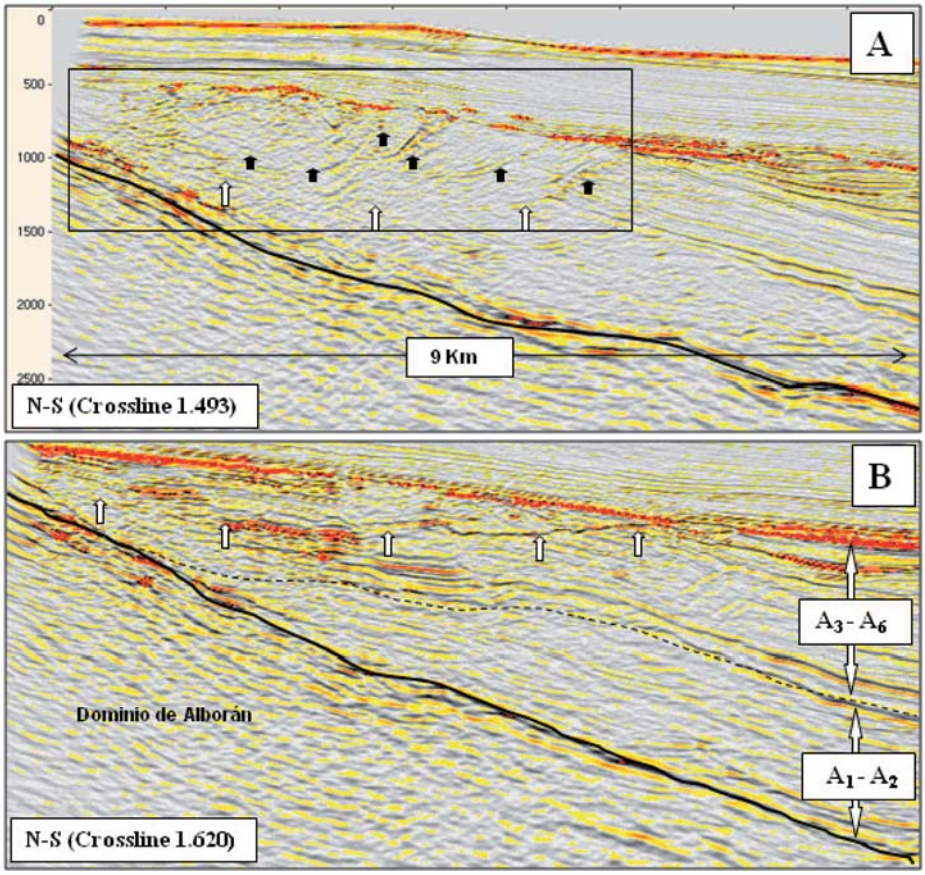

Figura 6.- El olistostroma tipo *landslide* de la figura 1. **(A)** Cizalla basal en flechas blancas y rampas internas y frontal en flechas negras. **(B)** Una línea paralela a la anterior y más externa, para mostrar las secuencias del Tortoniense (A_3-A_6) que lo reciben y su fosilización por el Messiniense.

El sustrato de las secuencias neógenas

El único sondeo (Alborán A-1) que cortó el substrato pre-Mioceno en la Cuenca de Málaga recuperó rocas metamórficas (esquistos oscuros). Dado que no se hicieron estudios petrográficos específicos y que existe una convergencia litológica entre las diferentes unidades del metamórficas del Dominio de Alborán (constituido por los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, Fig. 1), sólo podemos asegurar que este substrato pre-Mioceno se trata de un basamento metamórfico correspondiente a alguno de los complejos que afloran en las vecinas Béticas occidentales. El Site 979 del ODP, que perforó en la COA al O-SO de la Cuenca de Málaga (Fig. 1) penetró un alto del basamento de la cuenca y recuperó en continuo 200 m. de materiales metamórficos del Dominio de Alborán bajo un residuo de materiales Serravalienses (12 Ma) preservados bajo 800 m. de la secuencia del Plio-Cuaternario (Comas *et al.*, 1996, 1999, Comas y Soto, 1999). Sobre los testigos del ODP se hicieron detallados estudios petrográficos y se determinó que correspondían a una unidad del Complejo Alpujarride que subyace a las peridotitas de Ronda (i.e., Platt *et al.*, 1996 y 1998)

Los resultados de estos sondeos, sumados a la factible correlación sísmica del pronunciado reflector que marca el techo del basamento, permite asegurar que unidades del Dominio de Alborán ocupan el 100 % del substrato Mioceno de la COA, tal como ha sido ya puesto de manifiesto en trabajos previos (i.e., Comas *et al.*, 1992, 1999; Díaz Merino *et al.*, 2003; entre otros). Cabe advertir a estos respectos que los altos residuales volcánicos o subvolcánicos que a veces constituyen el sustrato de la cobertera sedimentaria en la COA (Fig. 1) también pertenecen al Dominio de Alborán.

Las unidades sísmicas tipo olistostroma

Al este de Marbella, la sísmica 3D permite distinguir una masa caótica intra-Tortoniense que si se continúa a la vieja sísmica 2D, se extendería hasta Algeciras (Fig. 1B). Aunque esta unidad no ha sido cortada por ninguno de los dos sondeos, la sísmica en 3D muestra (Fig. 6) que posee la clásica geometría de lo que genéricamente se conoce como olistostroma. Lo más llamativo de este deslizamiento es que se implanta en la plataforma y solo progresa hasta el alto talud de las secuencias tortonienses que reciben su frente externo y messinienses que lo fosilizan. A causa de la pérdida de calidad sísmica en el borde del área cubierta por 3D, no es fácil asegurarlo, pero posiblemente el deslizamiento se inicia en el Serravalliense inferior-Langhiense. Su organización interna es compleja, pero no excesivamente caótica, y su masa y frente, muestran la cizalla basal y las rampas internas características (Frey *et al.*, 2006) de aquellos deslizamientos gravitatorios o *land slides* que cortan al sedimento huésped y no deslizan por el fondo marino.

Debe hacerse notar, como ya se ha apuntado anteriormente, que la naturaleza de los materiales que

constituyen las facies caóticas del Langhiense se conocen por el sondeo Alborán-G1, y quizás mucho mejor por los materiales extruidos por los volcanes de lodo de la Provincia Diapírica de Alborán en que se enraizan los volcanes (Fig. 1). Los edificios volcánicos, de hasta 5 Km. de diámetro y hasta algunos centenares de m. de altura, han sido dragados, muestreados por testigo de gravedad y reconocidos por cámaras de TV submarinas (Comas e Invanov, 2000 y 2003). Los datos de estos reconocimientos indican que los bloques y clastos que contiene el posible olistostroma posiblemente Langhiense, y que han sido extruidos al fondo marino por los volcanes de lodo, llegan a tener varias decenas de metros cúbicos de volumen y son de rocas sedimentarias heterogéneas y heterócronas en un rango de edad que oscila entre el Paleógeno y el Cretácico superior; su litología y facies son comparables a las que poseen las unidades del Complejo de los Flyschs (Talukder, 2003; Sautkin,*et al.,* 2003, Taukder *et al.,* 2003 entre otros). Es interesante resaltar que ningún elemento constituyente del olistostroma extruido, ya sea bloque, clasto, o grava en brechas volcánicas de lodo, es de rocas metamórficas o ígneas; es decir este posible primer olistostroma comporta exclusivamente rocas sedimentarias.

Las líneas sísmicas 3D de la Figura 6 explicitan claramente que el olistostroma intra-Tortoniense se dispone sobre una cizalla basal de bajo ángulo, y sobre ella es posible diferenciar rampas internas subparalelas a su final rampa frontal, todas ellas de mayor ángulo que la cizalla basal. El cortejo de estructuras que acompañan al olistostroma, nos parecen comparables a las descritas para grandes deslizamientos gravitatorios que originalmente invadieron el fondo marino (*landslides*), pero que en una fase posterior desarrollan cabalgamientos «ciegos» (*blind thrust faults*) en su frente y que se han considerado generadas por procesos de tipo *backslides* (i.e., Frey *et al.,* 2006). Es posible que el deslizamiento (*landslide*) que generó el olistostroma se iniciase en el Serravalliense inferior-Langhiense (Fig. 6A), aunque a causa de la pérdida de calidad sísmica en el borde del área cubierta por 3D no es fácil probarlo. El sentido del emplazamiento del olistosroma tiene componente hacia el S, y las estructuras internas están fosilizadas por sedimentos de la secuencia Messiniense-Plioceno (A_7) y posiblemente por la delgada secuencia A_6 del Messiniense-1.

La patria de este cuerpo olistostrómico y los procesos que generaron su emplazamiento, no puede dilucidarse a partir de los datos que presentamos aquí; no obstante, en el apartado final de Discusión se apuntan algunas consideraciones sobre este importante problema.

Los sistemas de fallas extensionales: Expresiones en perfiles de sísmica 3D y 2D

La numerosa información procedente de las viejas líneas sísmicas y el nuevo programa 3D que se inserta en la antigua malla (Fig.1B), y que es de alta calidad, permiten diferenciar sistemas de fallas de diferente edad y significado: un sistema que aproxima el contacto entre el substrato tipo Zonas Internas y el Mioceno, y que presumiblemente representa la expresión del adelgazamiento cortical del Mar de Alborán, y otros sistemas, más modernos y complejos, que cortan al Mioceno, y sólo ocasionalmente al Plioceno. Estos sistemas, ilustran los procesos extensionales que acompañaron al adelgazamiento cortical y a la subsidencia que dieron lugar al origen de la Cuenca de Alborán (García-Dueñas *et al.,* 1992; Comas *et al.,* 1992 a y b, 1999; Watts *et al.,* 1993; Vázquez *et al.,* 1995; Díaz Merino *et al.,* 2003 entre otros).

El primer sistema extensional comporta fallas de bajo ángulo, sub-paralelas a la línea de costa actual y señaladas por un reflector sísmico prominente con trazado compuesto por cortos e infrecuentes rellanos y largas rampas que hunden al S y SE (Figuras 7, 8 y 9), que mantienen una pendiente media del orden de 28-30º, y que define una línea de contacto regional entre el substrato metamórfico del Dominio de Alborán y el sedimento Mioceno; consecuentemente, consideramos que este sistema representa un despegue extensional de primer orden (*extensional detachment*).

En los perfiles de la sísmica 3D este despegue basal, o sea el contacto Mioceno-Dominio de Alborán (Fig. 10) no está cortado por otras posibles fallas de este sistema, ni posteriores, ni inserta al basamento, y las secuencias miocenas, del Burdigaliense superior al Tortoniense, se disponen en un neto *onlap* (Figuras 5, 10 y 11) que fosiliza a los planos de falla, y que además muestran una llamativa erosión. Datos que indican que estas fallas de bajo ángulo son pre-Burdigaliense superior y también sugieren que desde su origen han permanecido inactivas. Es decir, que los sedimentos de la cobertera Miocena se depositaron sobre un previo y ya erosionado despegue extensional.

Esta organización sugiere que la apertura del Mar de Alborán fue muy rápida, probablemente sub-aérea en parte, e inducida por un proceso tectónico extensional especialmente activo durante el Mioceno inferior bajo, o quizás durante el Oligoceno terminal; lo que ya se ha indicado en algunos trabajo previos para ámbitos mas internos del Arco de Gibraltar (Hlila *et al.,* 2008; y referencias incluidas).

Aguas adentro, estas largas y viejas fallas tienden a la horizontal cuando alcanzan profundidades de 7-8.000 m medidos desde el nivel del mar actual, y es en este segmento distal y profundo cuando sí penetran a las Zonas Internas. Es decir, el paso de los 30º de pendiente regional a 2-4º es coincidente con las actuales aguas profundas, y es allí donde bancos no volcánicos diferencian altos fondos que adornan el surco de esta cuenca de Málaga. Esta geometría y el hecho de que el sedimento Mioceno se observa fosilizando según un doble *onlap* sísmico (*basinal onlap)* tanto a las rampas hacia el sur-sureste (Fig. 8) como a estos altos externos, sugieren que estos últimos se corresponden con antiformas de bloque de techo-

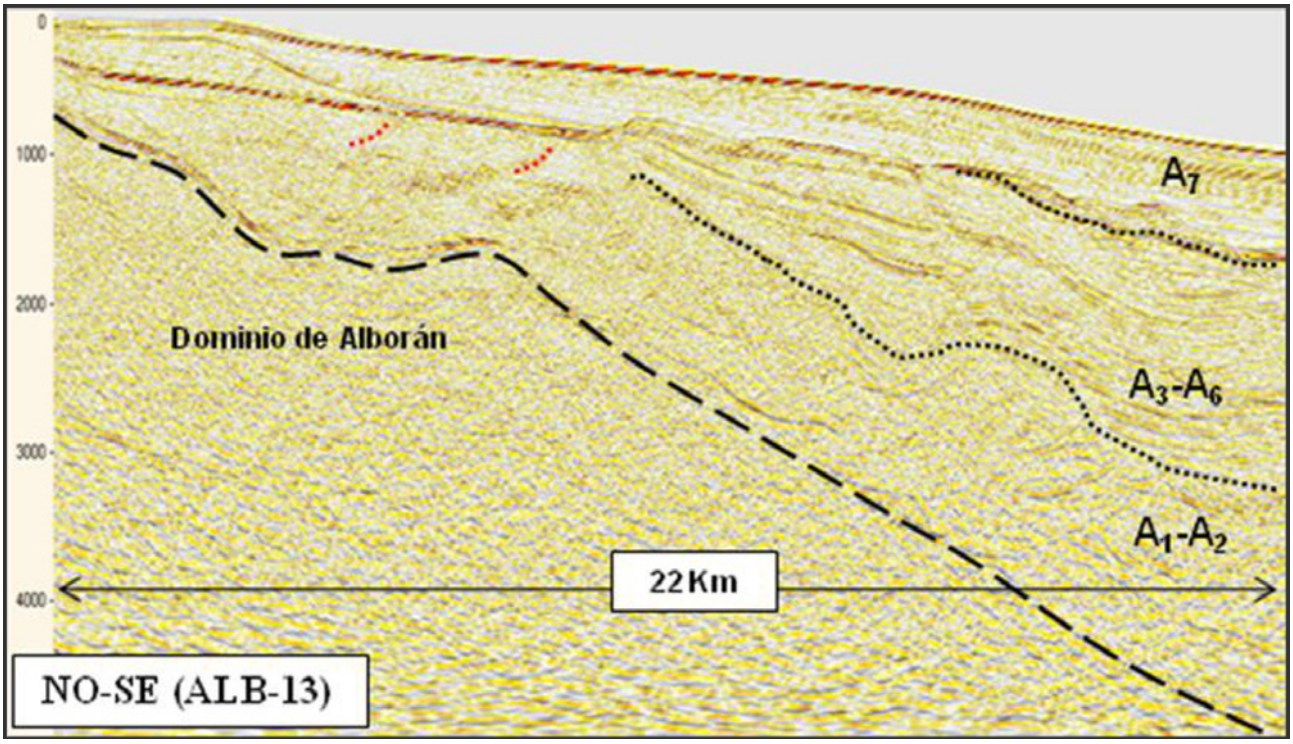

Figura 7.- Línea perpendicular a la costa de Estepona mostrando las largas rampas con pendiente de 28-30º y los cortos rellanos del sistema que define el contacto Mioceno-Dominio de Alborán. Nótese como en esta vieja línea sísmica es imposible diferenciar el olistostroma (ver figura 1) el *onlap* de las secuencias A_1-A_5 y la erosión del plano de falla.

altos residuales o *rollovers*- del citado sistema extensivo, antiformas que regionalmente correlacionamos con los altos no volcánicos con geometría en arco de las aguas profundas de las Figuras 1 y 8.

A diferencia del anterior, el segundo sistema de fracturas se caracteriza por desarrollar numerosas fallas normales que cortan al Mioceno y excepcionalmente al Plioceno. Una escueta descripción de este complejo sistema de fallas, puede expresarse en:

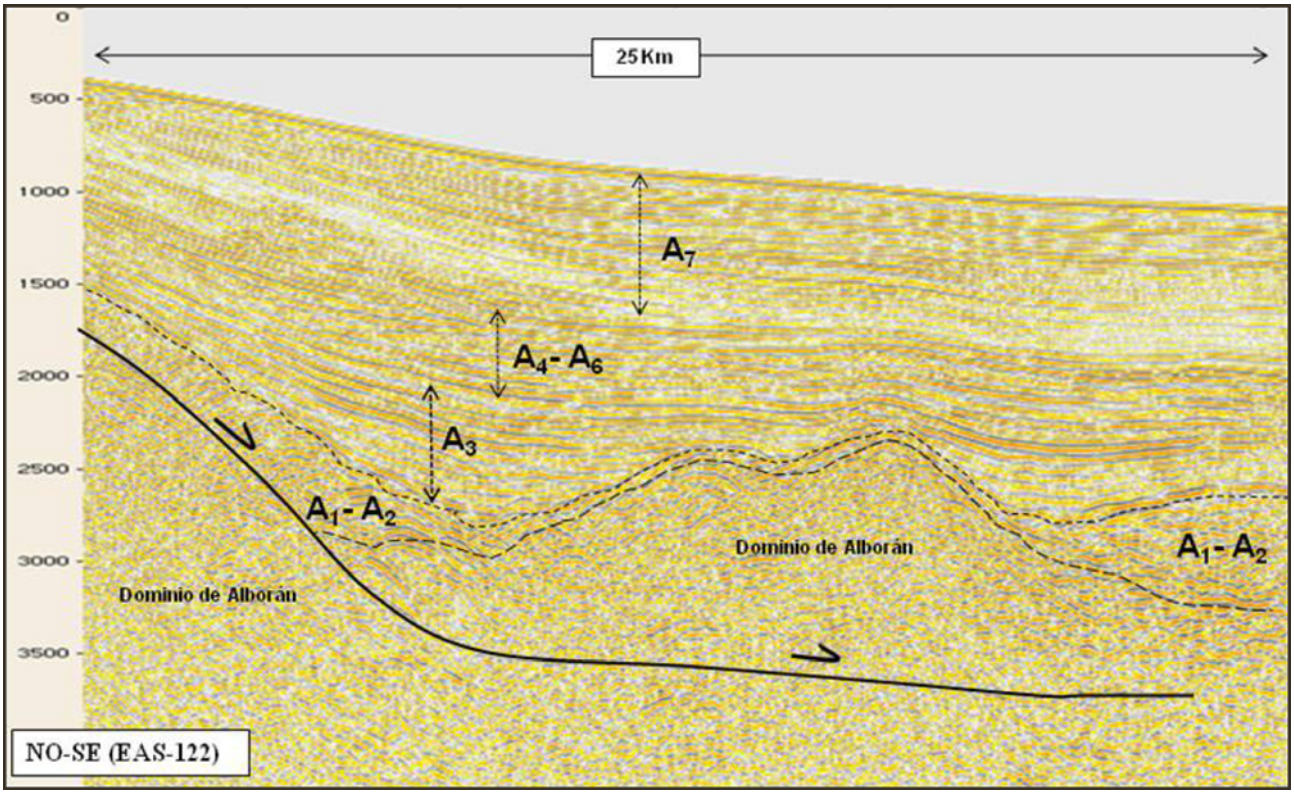

Figura 8.- Antiforme de bloque de techo del sistema extensivo principal (ver Figura 1) y su fosilización en mar profundo. Nótese la perdida de calidad de la sísmica bajo el Langhiense subcompactado A_2.

- Las fallas buzan tanto al sur como al norte, son tanto de alto como de bajo ángulo, usualmente de escaso desplazamiento vertical, y de traza sub-paralela u oblicua a la costa. Gracias a la generación de pequeños depocentros sedimentarios en cada uno de los compartimentos hundidos, el sistema de fallas puede significarse como un sistema de fallas extensionales de crecimiento que fue especialmente activo durante el Tortoniense. Las fallas de más larga traza y menor ángulo llegan a deformar a los sedimentos del Mioceno medio en antiformas de bloque de techo. Uno de estos suaves *rollovers* por falla hundiendo al sur fue el objeto exploratorio del sondeo Andalucía G-1, que ha sido recogido en la Figura 10. En la línea sísmica mostrada en esa figura, este sistema parece especialmente activo durante el Tortoniense inferior, y claramente erosionado y fosilizado por la secuencia A_7 del Messiniense-Plioceno.

  Aunque por causa de la subcompactación, en las líneas sísmicas no es fácil apreciarlo, estas fallas de salto notable acaban perdiendo pendiente y muriendo en materiales del Langhiense, que de esta forma actúa como un intervalo arcilloso y subcompactado que difícilmente propaga la extensión. Tal como ha sido ya bien establecido por estudios estructurales previos sobre la Provincia Diapírica de la COA, este segundo sistema extensional (Etapa extensional en Fig. 2B) es el desencadenante del diapirismo de lodo de la Cuenca del Mar de Alborán (Comas *et al.*, 1999; Talukder 2003; Taluckder et al, 2003; Soto *et al.*, 2003). Así, como en tantas otras cuencas salinas o con arcillas subcompactadas, el diapirismo de lodo ocupa los enclaves donde la extensión y la rotación de bloques es mayor y causa notables diferencias de presión litostática sobre el yacente subcompactado en sectores muy próximos.
- Dado que numerosas fallas no cortan al Messiniense y muy pocas penetran hasta el Plioceno, puede interpretarse que se trata de dos fases de fracturación diferentes; una extensional arrasada por la erosión Messiniense y otra más tardía que ha actuado en el Plioceno. Esta reactivación pliocena podría, por su edad, relacionarse con la etapa contractiva reconocida en la evolución tectónica de la Cuenca del Mar de Alborán, que se desarrolló de manera notoria en tiempos post-Messinienses, durante todo el Plio-Cuaternario y que sigue siendo activa en la actualidad (Fig. 2B).

Plegamiento y erosión del contacto Dominio de Alborán-Mioceno

En el margen de la cuenca, muy próximo a la actual línea de costa, el despegue extensional, que definen el contacto entre el Dominio de Alborán y el Mioceno aparece estructurado en grandes antiformas (Figuras 1, 3, 7, 9 y 11) que ascienden hacia costa y rápidamente se amortiguan hacia batimetrías más profundas. Dada la escasa superficie donde esta deformación es visible, que la sísmica 3D sólo alcanza a cubrir un área pequeña, y que no es posible diferenciar fallas más profundas e internas en el Dominio de Alborán, no puede dilucidarse con nuestros datos la causa o edad de esta deformación. No obstante, pudieran corresponder a pliegues de gran radio que afectaron al sistema extensional o bien a antiformes de bloque de techo relacionados con una posible falla extensional mas profunda intra-basamento. Pensamos que mayormente corresponden a estructuras muy recientes de plegamiento y levantamiento.

Un argumento a favor de esta interpretación es que los ejes de las antiformas (Fig. 1) se disponen paralelos a las trazas axiales de los anticlinales mayores bien reconocidos en las Zonas Internas de las contiguas Cordilleras Béticas (García-Dueñas y Balanyá, 1991; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2000; Martínez del Olmo *et al.*, 2006; Alonso-Chaves y Orozco, 2007; entre otros). Además, en los perfiles es asimismo visible que los flancos de estos altos de basamento buzando al S-SE han sufrido un levantamiento muy tardío, tal como indican las deformaciones de truncadura erosional del Messiniense y la del Plioceno e incluso del Pleistoceno, visibles en la Figura 11.

Discusión y conclusiones

Los resultados de este trabajo sobre la arquitectura de un pequeño sector de la COA, correspondiente a la denominada Cuenca de Málaga, obtenidos en base a datos de sísmica de reflexión y de sondeos comerciales, se inscriben en un vasto conjunto de conocimientos previos sobre la Cuenca Oeste de Alborán, y las contiguas Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (ver referencia citadas en la Introducción). En general puede decirse que nuestros resultados, aunque con novedades, son acordes con estructuras y hechos geológicos puestos de manifiesto por diversos autores es esas regiones, tal como reseñado en el texto, pero no obstante plantean algunas cuestiones que merecen ser comentadas aquí.

Una de ellas es la referente a la naturaleza y edad de los primeros materiales que se depositaron en la COA sobre el basamento del Dominio de Alborán, cuestión de la que existen datos muy limitados. Al respecto, nuestros resultados fundamentados en los sondeos en el margen de la Cuenca de Málaga apuntan a que fueron de edad esencialmente Burdigaliense superior-Langiense, mientras otros trabajos basados en el estudio de los materiales extruidos por los volcanes de lodo que comporta la Provincia Diapírica de la COA, y otros criterios estructurales, postulan que fueron mas antiguos –al menos Aquitano-Burdigalienses- (i.e.,

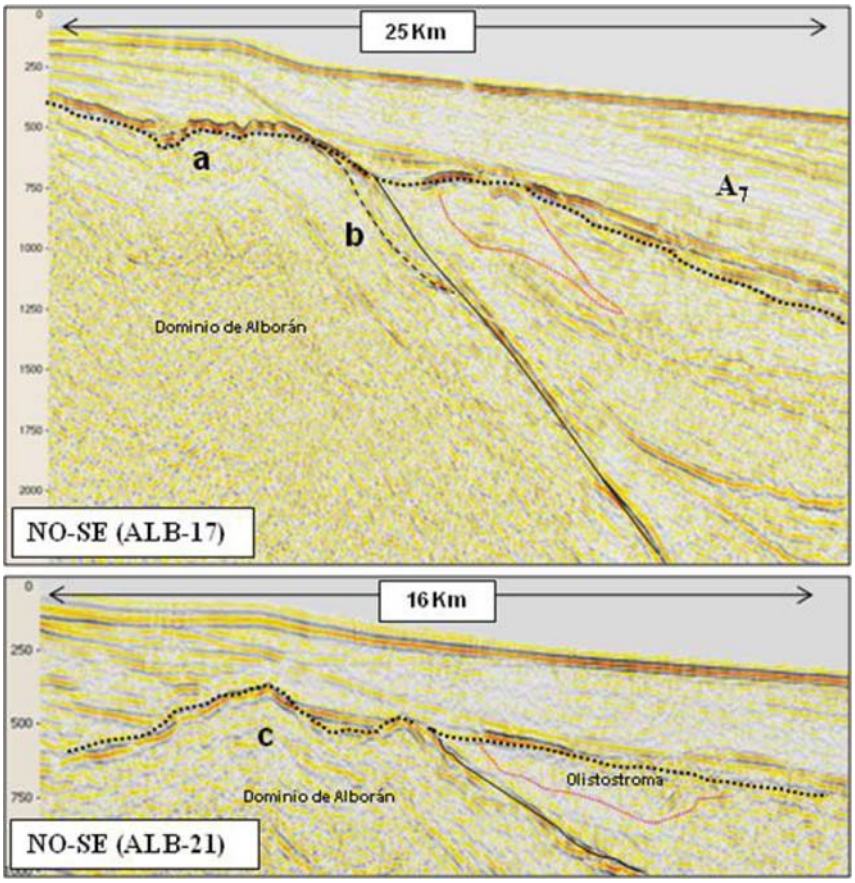

Figura 9.- Líneas próximas y perpendiculares a la costa entre Estepona y Marbella en las que puede apreciarse: a) La erosión del olistostroma y del contacto Dominio de Alborán-Mioceno durante el Messiniense en el margen de la cuenca, ver Figura 1. b) Arriba, en trazo discontinuo, se observa uno de los pocos lugares en los que quizás es posible interpretar fallas internas al Dominio de Alborán. c) La antiforma costera de la Figura 1.

Comas *et al.*, 1999; Sautkin *et al.*, 2003; Talukder *et al.*, 2003). Esta aparente discrepancia puede no ser tal, ya que se trata de ámbitos bastante diferentes en la Cuenca de Alborán: La Provincia Diapírica se instala sobre el mayor depocentro (semifosa tectónica) de la COA, con espesores de cobertera sedimentaria que superan los 7-8 Km, mientras que en el margen de la Cuenca de Málaga sondeado se registran secuencias inferiores a los 4 Km. Este hecho podría significar que la primera transgresión marina miocena sobre el Dominio de Alborán (Fig. 2) y el subsiguiente depósito sedimentario, comenzó precozmente en los ámbitos donde la subsidencia tectónica, y el adelgazamiento cortical fueron más pronunciados durante el funcionamiento del primer sistema extensional aquí descrito. Esta cuestión, de indudable interés para entender bien la evolución tectónica miocena del Mar de Alborán, solo podría ser solventada mediante sondeos profundos en ámbitos distales o por correlaciones contrastadas con secuencias y estructuras comparables que afloren sobre el Dominio de Alborán emergido (Béticas y Rif); es sabido que correlaciones sísmicas precisas en una cuenca de gran complejidad estructural y afectada por diapirismo son casi imposibles al menos de que se trate de sísmica 3D.

Similares argumentos podrían aducirse para explicar las discrepancias comentadas en el texto sobre la interpretación del tipo de contactos que limitan las unidades sísmicas miocenas, pues es factible que límites (Sb) entre Secuencias de depósito (este trabajo) en la Cuenca de Málaga, y sus prácticamente correlativas Unidades sísmicas (Comas *et al.*, 1992, 1999; Pérez Berluz, 1999) en todo el ámbito del Mar de Alborán , lateralmente pasen a discordancias tectónicas intra-miocenas en otros sectores; y esto teniendo en cuenta que la exhumación por procesos de extensión y adelgazamiento cortical del Dominio de Alborán comenzó hace 27 millones de años (Oligoceno terminal) y fue muy rápida (Platt *et al.*, 1999; Soto *et al.*, 1999), y que la acumulación miocena (con una razón de sedimentación muy elevada) fue coetánea a una etapa activa de *rifting* polifásico -que duró al menos 18 Ma- y que probablemente desarrolló rampas laterales que transferían la extensión y la subsidencia tectónica diferencialmente de unos sectores a otros de la cuenca (Fig. 2B).

El onlap sedimentario sobre el basamento de la Cuenca de Málaga, actualmente próximo a la costa, lo interpretamos como el registro de una sedimentación de mar profundo en un surco (fosa tectónica) fuertemente subsidente, adosado a una plataforma muy estrecha que actualmente está prácticamente desprovista de sedimentos del Mioceno. La falta de sedimentos miocenos bajo la plataforma puede explicarse por dos posibles causas: porque en ella no hubo sedimentación, o porque la erosión muy tardía, correlativa con el descenso marino del Mesiniense-2 y el levantamiento simultaneo por plegamiento de las Cordillera Bética, consiguió regionalmente penetrar hasta el substrato metamórfico de esa plataforma. Esta configuración se asemeja a lo descrito por Alonso-Chaves y Orozco (1998 y 2007) en las vecinas Sierras de Tejeda y Almijara.

La proximidad de la Cuenca de Málaga a la costa, hace atractivo y posible el intento de efectuar correlaciones tierra-mar de materiales y estructuras. Al respecto se comentan a continuación algunas posibles correlaciones de interés.

Es posible sugerir una correspondencia entre los dos sistemas de fallas extensionales que muestran los perfiles sísmicos y los sistemas extensionales bien conocidos actualmente en la Béticas (i.e., García-Dueñas y Martínez Martínez, 1978; Balanyá y García-Dueñas, 1983; Galindo Zaldivar *et al.*, 1991; Azañon *et al.*, 1993, 2002; García-Dueñas *et al.*, 1992, 1995; Crespo-Blanc, 1995; Alonso-Chaves y Orozco, 1998) y denominados de la Contraviesa (de edad Burdigaliense-Langhiense) y de Mecina-Filabres (de edad Serravaliense-Tortoniense). La coincidencia en la edad, ya que otro criterio no es disponible con los datos utilizados en este trabajo, sugiere que el despegue basal de la Cuenca de Málaga corresponde al sistema de la Contraviesa. La erosión, ya comentada, del techo del Domino de Alborán (Figs. 5, 9 y 11) que se produce a 5-10 Km mar adentro de las actual línea de costa, y el levantamiento de la cordillera, impide la conexión directa entre los próximos afloramientos del Sistema de la Contraviesa y las fallas tempranas erosionadas reconocidas en la Cuenca de Málaga: Asignar estas últimas a tal sistema de fracturas no deja de ser una interpretación, más aún cuando hay que conectar una cizalla intra-Zonas Internas del segmento terrestre con una falla de techo de basamento en el dominio marino. No obstante, considerando que nuestras líneas sísmicas no permiten identificar trazas de falla por debajo del techo del basamento, y que cuando esto es posible parecen coalescentes (Fig. 9), y también que como mínimo estos *detachments* están fosilizados por el Burdigaliense superior del sondeo Alborán A-1, nos parece razonable proponer que las fallas de bajo ángulo o despegue basal de la Cuenca de Málaga corresponde efectivamente al Sistema de la Contraviesa -el más antiguo de los despegues extensionales miocenos-. Otra posibilidad, no desdeñable, es que el despegue basal de la Cuenca de Málaga represente un sistema extensional más moderno que el de La Contraviesa y más antiguo que el de Mecina-Filabres, posibilidad que se incrementa si estos sistemas extensionales que adelgazaron el Dominio de Alborán fuesen coalescentes.

El segundo sistema extensional reconocido en la sísmica 3D, que solo afecta a la secuencia miocena, podría considerarse perteneciente al Sistema de Mecina-Filabres por puros criterios cronológicos. Al respecto, es posible que este segundo sistema de extensión de la Cuenca de Málaga aflore en un segmento costero al este de Málaga ciudad, y esté representado por las fallas de Las Alberquillas y de Maro descritas por Soto y Manzano (2002).

Como hemos indicado en un apartado anterior, en ámbitos marinos someros y bajo el actual margen de la Cuenca de Málaga, el techo del despegue basal aparece basculado hacia el SSE, y desarrolla amplias antiformas expresadas por altos de basamento (Figs. 7, 8 y 9) que paralelizan los ejes de anticlinales mayores conocidos en la Béticas (Fig.1B). Interpretamos que estas antiformas se generaron en relación con el plegamiento que afectó al Dominio de Alborán durante la última etapa contractiva de su evolución tectónica (Fig. 2B). Nuestra interpretación esta de acuerdo con lo establecido en el segmento bético vecino, en el que fallas normales de bajo ángulo se plegaron durante el Mioceno superior y terminal en pliegues de gran radio que afectaron a los despegues extensionales y al cortejo de estructuras asociadas (Balanyá y García-Dueñas, 1986; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Cresp-Blanc 1995; García-Dueñas y Balanyá, 1991; Alonso-Chaves y Orozco, 2007). Este mismo tipo de deformación contractiva ha sido reconocida en zonas Béticas mas alejadas como Sierra Nevada (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2000; Martínez Martínez *et al.*, 2002, 2004; y referencias incluidas en estos trabajo) y la más lejana Sierra de Espuña (Martínez del Olmo *et al.*, 2006). Esta misma etapa contractiva se ha explicado como motor de la tectónica vertical y plegamiento observada en ámbitos muy cercanos a la costa, emergidos durante el Mesiniense-Plioceno, tales como en la Sierra de Cártama y en la cuenca neógena intramontañosa también denominada Cuenca de Málaga (Capote *et al.*, 2002, Insua Arévalo *et al.*, 2008; y referencias incluidas). En un ámbito marino más profundo en la COA (ODP Site 976, Fig. 1) Comas y Soto (1999) demuestran como el alto de basamento del Dominio de Alborán perforado por el ODP sufrió notables efectos de levantamiento y facturación debido a la etapa contractiva post-Mesiniense.

Sobre el origen de las unidades olistostrómicas

Considerando el interés de conocer una posible patria para el olistostroma intra-Tortoniense descrito en este trabajo, que es de importancia general para entender la evolución tectónica del SAG, discutimos a continuación posibles correlaciones tierra-mar respecto al lugar del que pudo provenir.

Si consideramos el área en que aparecen los olistostromas en el subsuelo marino y el mapa geológico de la franja costera más próxima (Fig. 1B) - ocupada por afloramientos de unidades del Dominio de los Flyschs (Unidad de Algeciras esencialmente) y la Predorsal bética- resulta casi probado que este olistostroma podría derivar de los Complejos del Flysch; y, como la Unidad de Algeciras ocupa el mayor volumen de los afloramientos en la franja costera, pudiera pensarse que esta unidad fuese, al menos en su mayor parte, el área fuente del olistostroma. De provenir directamente del area ocupada actualmente por esa Unidad de Algeciras, el olistostroma habría viajado deslizándose hacia el E-SE un mínimo de 20 Km. Al respecto, cabe indicar que en los afloramientos de la Unidad de Algeciras no se han descrito ninguna

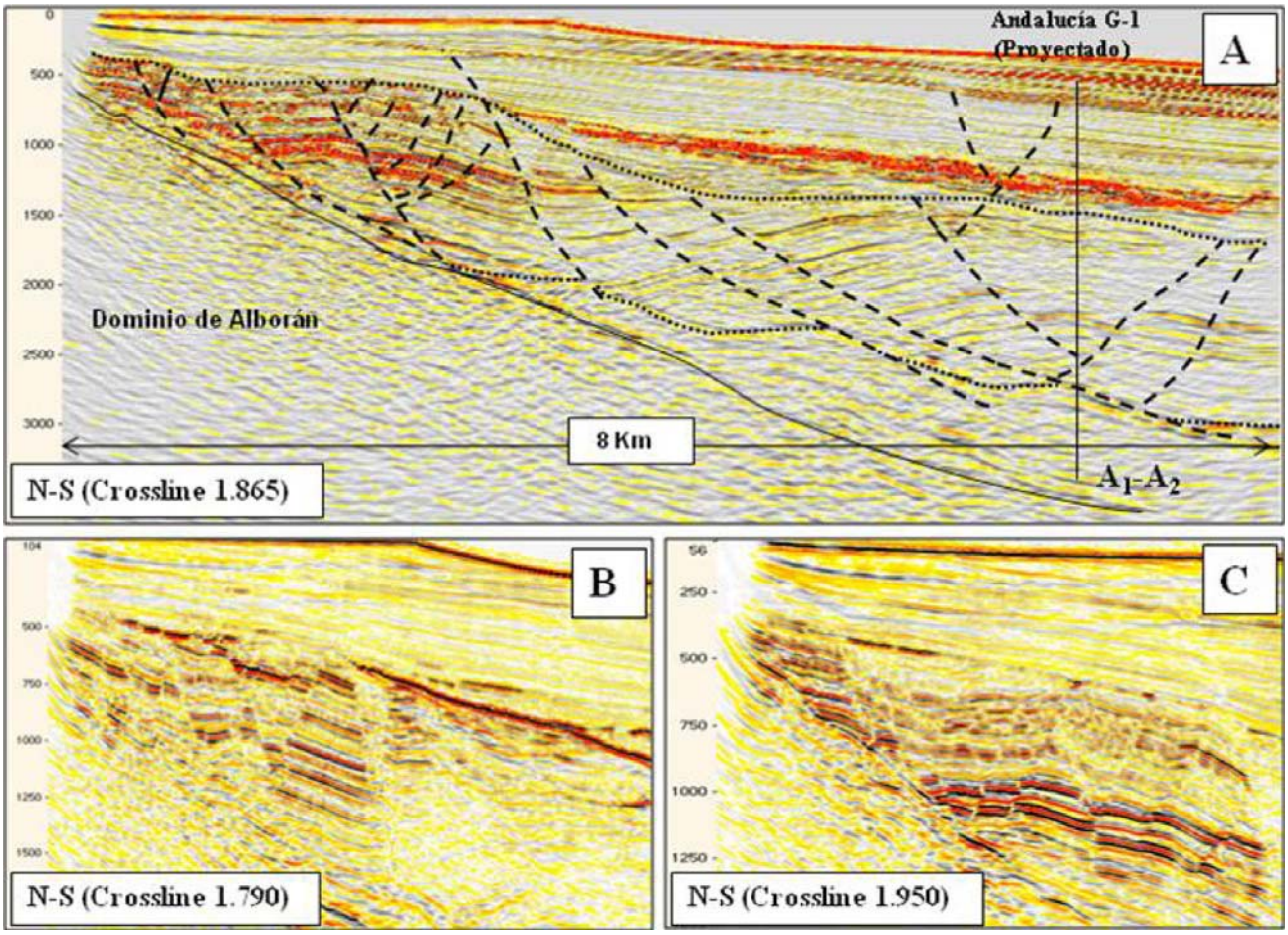

Figura 10.- A) El sistema de fallas intra-Mioceno y su relación con el techo del Langhiense subcompactado y la base del Messiniense (líneas de puntos). B y C) Detalles mostrando el desarrollo y la complejidad del sistema extensional bajo el Messiniense. Nótese como el sistema no corta al Dominio de Alborán, se pierde en el Langhiense subcompactado y excepcionalmente corta al Messiniense-Plioceno.

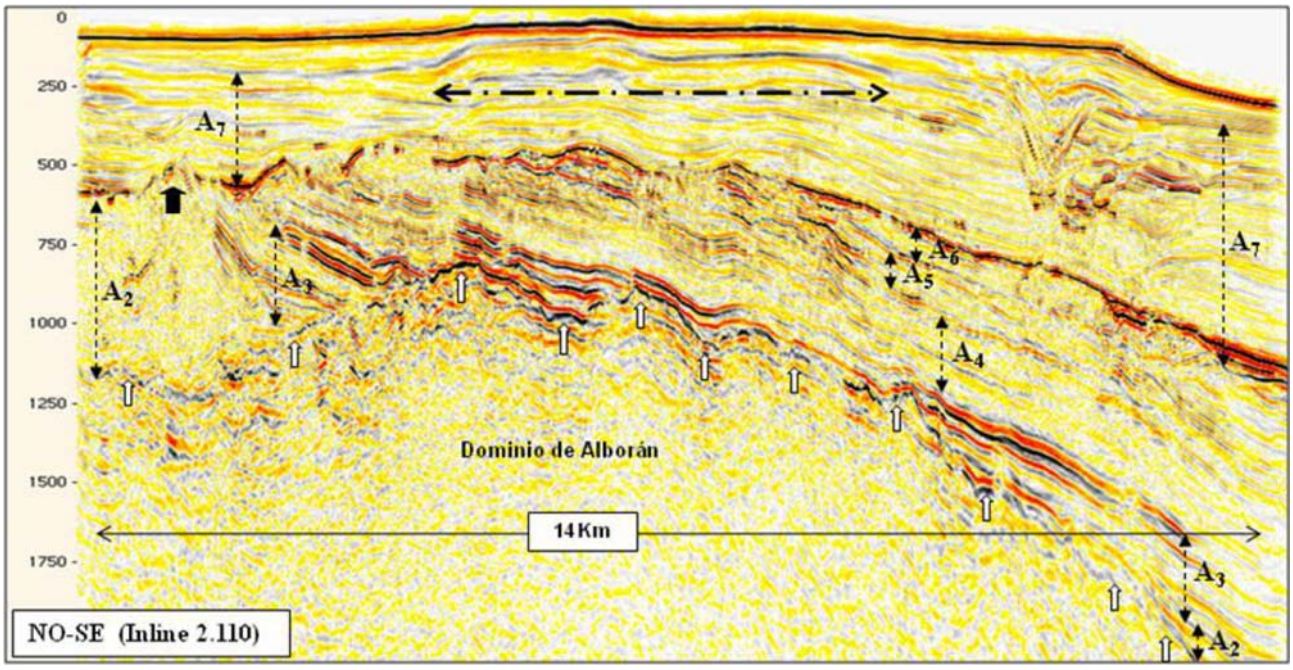

Figura 11.- Línea paralela a la costa para ilustrar : a) La deformación en grandes antiformas de las paleo-fallas que definen el contacto Dominio de Alborán-Mioceno y la erosión pre-Langhiense (A_2) que ellas soportaron. b) La notable penetración de la erosión Messiniense sobre estos altos del margen. c) La reactivación que parece alcanzar hasta el Plio-Pleistoceno (deformación del fondo del mar y de los más jóvenes sedimentos). Pequeñas flechas blancas señalan el referido contacto erosionado, y la flecha negra un diapiro del Langhiense subcompactado. A: Secuencias como en Fig.2A.

estructura que pudieran asociarse a la cicatriz (*head scarp*) del inicio del deslizamiento gigante que lo condicionó, y esto sería un argumento en contra a esta posible interpretación; o tal cicatriz no ha sido interpretada o no aflora. Otra posibilidad, que permite considerar un deslizamiento desde áreas mas próximas (menos de 20 Km) es suponiendo que la citada Unidad de Algeciras, y quizás la Predorsal, se extendía en el Mioceno hasta un área localizado entre Estepona y Marbella, muy al E de su posición actual, tal como proponen Durand-Delga *et al.,* (2007). Probar esta posibilidad conlleva indudablemente connotaciones paleogeográficas a escala del Arco de Gibraltar que quedan fuera de los objetivos de este trabajo.

Sea cual sea la patria exacta de la unidades olistostrómicas, lo que sí parece obvio es que el ámbito de procedencia del deslizamiento submarino, debió estar más elevado que la COA en la época del emplazamiento. Si como la naturaleza de los materiales olistostrómicos indica, los deslizamientos submarinos derivan de unidades del Dominio de los Flysch y no de unidades metamórficas del Domino de Alborán, debería tenerse en cuenta la posibilidad de que en el Mioceno inferior-medio terrenos del Surco de los Flysch y asociados estuviesen mas elevados que los dominios metamórficos, tal como se ha sugerido en el Rif para épocas tortonienses (Chaluan, *et al.,* 1995).

De otra parte, dada la naturaleza de los elementos exóticos exclusivamente sedimentarios, cretácicos y paleógenos encontrados en el sondeo Alborán A-1 y extruidos por los volcanes de lodo (desde la Unidad sísmica VI, Fig. 2B) y su ascenso desde el Burdigaliense-Langhiense subcompactado, cabe la posibilidad de que este olistostroma en posición intra-Tortoniense signifique una reactivación tardía de ese posible primer gran olistostroma más antiguo. De nuevo, ir más allá de estas correlaciones cae fuera de los objetivos de este trabajo, pero quisiéramos subrayar que el origen y patria de esos olistostromas, que ocupan un volumen ingente en el depocentro que ubica la Provincia Diapírica de Alborán (Jurado y Comas 1992; Comas *et al.,* 1992; Watts *et al.,* 2003; Comas el al. 1999), debería ser considerado en cualquier trabajo que intente una reconstrucción paleogeográfica adecuada sobre del SAG.

Para concluir, cabe apuntar que una interpretación precisa de la estructura interna y limitante que muestra el olistostroma en los perfiles de la sísmica 3D (Fig. 6) necesitaría de una adecuada correlación sobre más perfiles símicos de buena calidad. No obstante, con los resultados de este trabajo podemos sugerir que la rampa frontal «*blind thrust fault*» que limita su frente y cobija a sedimentos del Tortoniense, haya sido generada por procesos de *backslide* (Frey Martinez *et al.*, 2006) durante la etapa contractiva que afectó a la COA; o sea con posterioridad a la etapa extensional en que se emplazó el olistostroma original.

Como tantas otras veces, la ausencia de líneas sísmicas en tierra hace muy difícil el establecer una relación entre los muchos afloramientos del margen y el área sumergida, en la que sólo sísmica y pozo constituyen las herramientas de trabajo, y es por ello por lo que en lugar de conclusiones, alguno de los párrafos siguientes nos gustaría llamarlos observaciones e interpretaciones provistas por la calidad de una limitada sísmica en 3D:

- El surco de la Cuenca de Málaga alberga un complejo registro sedimentario que en el 90% de su volumen fue depositado en un medio marino profundo. Las facies someras se reducen a un área de plataforma que fue aún más estrecha que la actual, puesto que esta se construye merced a la progradación del Mioceno superior y especialmente del Plio-Pleistoceno.
- No puede descartarse que las facies subcompactadas del Burdigaliense-Langhiense representen un primer olistostroma de gran volumen que alcanzó el fondo del surco de la cuenca. Dilucidar este punto necesitaría de una información sísmica en 3D que alcanzase hasta las aguas profundas de la COA, lugar donde posiblemente se ubicaría la condensación sedimentaria del Langhiense o el frente de ese posible olistostroma.
- También existen *landslides* tipo olistostromas de edad intra-Tortoniense que sólo progresaron hasta el talud superior. Su localización geográfica nos lleva a atribuir el grueso de su volumen a la Unidad de Algeciras. La alta probabilidad de que no contenga bloques de las Zonas Internas, abre la posibilidad de que en el Tortoniense el surco de los Flyschs estuviese más elevado que esas zonas.
- En el Messiniense superior (secuencia deposicional A_7 que muestra una discontinuidad tipo Sb_1 en su base) pueden diferenciarse dos secuencias que rellenan valles incisos creados por un descenso del nivel del mar intra-Messiniense. La secuencia superior corresponde a depósitos turbidíticos de transporte en masa (MTD). Se constata asimismo la importancia de la erosión Messiniense que precedió a la inundación Pliocena.
- Con excepción de en locales altos del extremo del margen, las líneas sísmicas no permiten visualizar discordancias angulares internas al registro Mio-Plioceno. Algunas de las previamente descritas se deben a la rugosidad del techo de las facies subcompactadas, a la movilidad de los surcos interdiapiricos que estas generaron, a la distorsión producida por las fallas sinsedimentarias miocenas, y a la erosión y falsa imagen de discordancia tectónica que respectivamente generan la base erosiva y el relieve sedimentario del techo, de las turbiditas y transportes en masa del Messiniense-2.
- Existen sistemas de fracturas extensionales bien desarrollados: uno inferior que aproxima

los contactos Zonas Internas-Mioceno y otros mucho más complejos y desarrollados durante el Mioceno y reactivados en el Plioceno. El primer sistema extensional, que posiblemente representa al sistema Contraviesa, muestra largas rampas y cortos rellanos. Rampas y rellanos fueron erosionados antes de su fosilización por un *onlap* en mar profundo que como mínimo se inicia en el Burdigaliense superior-Langhiense. En las aguas profundas este sistema penetra al Dominio de Alborán y creó anticlinales de bloque de techo, que adoptan una forma arqueada sensiblemente paralela al arco de Gibraltar.

- En el segmento más próximo a la costa, esas fallas que definen el contacto Zonas Internas-Mioceno están plegadas en antiformas de gran envergadura, fueron erosionadas antes del fin del Langhiense y han sido plegadas en el Mioceno superior-Plioceno, incluso posiblemente durante el Pleistoceno. El plegamiento de estas fallas, se redujo a un segmento extremadamente próximo a la costa actual, lo que explicaría la ausencia de estructuras compresivas en el talud y cuenca, y que el actual dominio emergido y la línea de costa sean, en su mayor parte, una consecuencia de esta deformación tardía.
- El segundo sistema de fallas extensionales fue muy activo durante el Serravalliense superior-Tortoniense, no es responsable del gran adelgazamiento cortical del Mar de Alborán, y se caracteriza por fallas sinsedimentarias y de crecimiento que crean locales depocentros y pliegues (rollovers) en el bloque de techo y en los sedimentos miocenos. Este segundo sistema es responsable de una compartimentación estructural intensa, sólo muy excepcionalmente corta al primero, y tras un rápido cambio de pendiente se incrusta en las facies subcompactadas del Langhiense.
- Los dos sistemas de fallas anteriores fueron truncados por la erosión Messiniense, muy penetrativa en el margen de la cuenca, y dado que se observan algunas fallas normales que también cortan al Messiniense 2- Plioceno, estas pueden asignarse a un último y tercer episodio de fracturación limitada envergadura.

Agradecimientos

A Repsol Exploración por las facilidades dadas para el acceso a sus bases de datos y por autorizar la publicación de esta nota. A Joan Flynch que revisó el primer borrador y a los revisores (R. Vegas y otro anónimo) que mejoraron su contenido. Contribución (M. C. Comas) de los proyectos SAGAS CTM2005-08071-03-01 y TOPO-IBERIA CSD2006-00041(Plan Nacional de I+D, Ministerio de Ciencia y Tecnología y Fondos Feder, España)

Referencias

Aldaya, F., Álvarez, F., Galindo-Zaldivar, J., González Lodeiro, F., Jabaloy, A. y Navarro-Vila, F. (1991): The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. *C. R. Acad. Sci. Paris,* 313:1447-1453.

Alonso, B., Ercilla, G., Estrada, M., García, D. y Farran, M. (2008): Arquitectura estratigráfica de los sistemas turbidíticos del Plio-Cuaternario en el Mar de Alborán. *Geotemas*, 10:491-494.

Alonso-Chaves, F. M., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993): Fallas de despegue extensional miocenas en el área de Sierra Tejeda (Béticas centrales). *Geogaceta,* 14:116-118.

Alonso-Chavez, F. M. y Orozco, M. (2007): Evolución tectónica de las sierras de Tejeda y Almijara: colapso extensional y exhumación de áreas metamórficas en el Dominio de Alborán (Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. de España,* 20 (3-4):211-228.

Azañón, J. M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993): Middle Miocene extensional faulting events and Alpujárride Units in the Central Betics. *Geogaceta,* 14: 119-122.

Azañón. J. M., Galindo-Zaldivar. J., García-Dueñas, V. y Jabaloy, A. (2002): Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbon y T. Moreno, Eds.), *Geol. Soc. London,* 401-416.

Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1986): Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar. Geogaceta, 1: 19-21.

Balanyá, J. C., García-Dueñas, V., Azañón, J. M. y Sánchez-Gómez, M. (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics,* 17: 979-981.

Capote, R., Insua Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Martín-González, F. y Tsige, M. (2002). La Sierra de Cártama: Pliegue con actividad reciente en las Béticas Occidentales (Hoya de Málaga). *Geogaceta,* 31: 135-138.

Chalouan, A., Ouazani-Touhami, A., Mouhir, L., Saji, R. y Benmakhlouf, M. (1995): Les failles normales a faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur lámincissement crustal du domaine D´Alboran. *Geogaceta,* 17 : 107-109.

Comas, M. C., García-Dueñas, V. y Jurado, M. J. (1992a): Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data. (Maldonado, A. Ed.) *Geo-Marine Letters,* 12:157-164.

Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A. *et al.,* (1996). Proc. ODP, Initial Rep., 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 161, 1023 pp. doi:10.2973/odp.proc.ir.161.1996

Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Alvarez Marrón, J., and Soto, J.I. (1997). Crustal reflections and structure in the Alboran Basin: preliminary results of the ESCI-Alboran Survey. *Rev. Soc. Geol. Esp.,* 8: 76-88

Comas, M. C., Platt, J. P., Soto, J. I. y Watts, A. B. (1999): The origin and tectonic history of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 results. En: *R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Eds). Proc. ODP. Sci. Results.* 161: 555-580. doi:10.2973/odp.proc.sr.161.262.199

Comas, M.C. y Soto, J.I. (1999): Brittle deformation in the metamorphic basement at Site 976: implications for middle Miocene extensional tectonics in the Western Alboran Basin. In Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results,* 161: 331–344. College Station, TX (Ocean

Drilling Program), doi:10.2973/odp. proc.sr.161. 226.1999.

Comas, M.C., Ivanov, M., y TTR-9 Leg 3 Scientific Party (2000): Chapter V: Alboran and South Balearic Basins (Leg 3). IOC *Technical Series*, 56*: 76-99*. Edit. SC-2000/WS/56, UNESCO (France)

Comas, M.C., Ivanov, M., y TTR-12 Leg 3 Scientific Party (2003). Chapter 3: The Alboran Basin (Leg 3). *IOC Technical Series*, 67*: 51-70*. Edit. SC-2004/WS/3, UNESCO (France)

Comas, M.C., Soto, J.I.; Talukder, A.R. and TTR-12 Leg 3 (Marsibal-1) Scientific Party. (2003): Discovering Active Mud Volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *IOC Workshop Report Series*, 187: 14-16.

Crespo-Blanc, A. (1995): Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic chain*). Journal of Structural Geology*, 17: 1559-1569.

Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain: Late folding of normal fault system. *Tectonics*, 13: 78-88.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E, Hutton D.H.W. y Knott,S.D. (1989) Kinematics of the western Mediterranean. In Coward *et al.*, (Eds.), Spec. Publ. Geol. Soc., 45:265-283.

Díaz-Merino, C., Comas, M. C. y Martínez del Olmo, W. (2003): Secuencias de depósito neógenas del margen NO del mar de Alborán, Cuenca de Málaga. *Geotemas*, V: 61-65.

Fernández Fernández, E., Campos, J. y González Lodeiro, F. (1992): Estructuras extensionales en los materiales Alpujárrides al E de Málaga (Sierra Tejeda, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 12:13-16.

Frey-Martínez, J., Carthwright, J. y Davis, J. (2006): Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterisation. *Marin. Petrol. Geology*, 23: 585-604.

Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M.C., Fernàndez, M., Zeyen, H. Ayarza, P., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arboleya, M.L., Alvarez-Lobato F., y Michard, A. (2004): Transect I: A.Iberian Meseta – Guadalquivir Basin – Betic Cordillera – Alboran Sea – Rif – Moroccan Meseta- High Atlas – Sahara Platform En: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. (*Eds. Cavazza, W.; Roure, F.; Spakman, W.; Stampfli, G.M.; Ziegler, P.A.). *Springer-Verlag*, Berlin, ISBN: 3-540-22181-6, 141 pp.

Galindo Zaldívar. J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1991): Geometría y cinemática de las deformaciones frágiles post-Aquitanienses en los materiales alpujárrides y su relación con el contacto Alpujárride / Nevado-Filábride. *Geogaceta*, 10: 130-134.

García-Dueñas, V. y Martínez Martínez, J. M. (1988): Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el despegue extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5: 53-55.

García-Dueñas. V., Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters.* 12:88-95.

García-Dueñas, V., Balanyá, J. C. y Sánchez-Gómez, M. (1995): El despegue extensional de Lahsene y los jirones de serpentinitas del anticlinal de Taryat (Melilla, Rif). *Geogaceta*, 17: 138-139.

Insua Arévalo, J. M., Martínez Díaz, J. J., Martín González, F., García Mayordomo, F. J. y Capote, R. (2008): Movimientos verticales durante el Messiniense en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental). *Geotemas*, 10:1015-1018.

Insua Arévalo, J. M., Martínez Díaz, J. J., García Mayordomo, J., Martín González, F. y Capote, R. (2008): Movimientos verticales Pliocuaternarios en la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental). *Geotemas*, 10:1019-1022.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1992): Relación entre las cuencas sedimentarias post-aquitanienses y la evolución del sistema extensional de Mecina (Cordilleras Béticas). III Cong. Geol. de España. Simposios, t 2: 515-524.

Jurado, M. J. y Comas, M. C. (1992a): Well log interpretation and seismic carácter of the Cenozoic sequence in the Northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 129-136.

Lonergan, L. y Platt, J. P. (1995): The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 17: 1655-1671.

Lonergan, L., y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics, 16: 504-522.*

Martínez del Olmo, W. (1996 a): Depositional Sequences in the Gulf of Valencia Tertiary basin. En: Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics. En. *P. Friend and C. Dabrio (Eds) Cambridge Univ.* 55-67.

Martínez del Olmo, W. (1996 b): Yesos de margen y turbidíticos en el Messiniense del Golfo de Valencia: una desecación imposible. *Rev. Soc .Geol. España*, 9 (1-2), 97-116.

Martínez del Olmo, W., Hernández Parras, E. y Klimowitz, J. (2006): El despegue extensional Mioceno de la falla de Alhama de Murcia (SE. de España). Bol. *Inst. Geol. Min. España*. vol. *117, 3, 363*-377.

Martínez-Martínez, J.M., y Azañón, J.M. (1997): Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system, *Tectonics*, 16: 205-225.

Martínez-Martínez J.M., Soto, J.I., y Balanyá, J.C. (2002) Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21/3, 3-1: 3-22.

Martínez-Martínez, J.M.; Soto, J.I.; Balanyá, J.C. (2004): Elongated Domes in Extended Orogens: A Mode of Mountain Uplift in the Betics (SE Spain). *Geological Society of America*, Special Paper, 380, 243-265.

Morales, J., Serrano I., Jabaloy A., Galindo-Zaldivar J., Zhao D., Torcal F., Vidal F., and Gonzalez-Lodeiro, F. (1999): Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and Alboran Sea. *Geology*, 27: 735-738.

Pérez-Belzuz, F. (1999): Geología del Margen y Cuenca del Mar de Alborán. *Tesis Doct. Univ. Barcelona*,538p.

Talukder, A. R. (2003): La provincia diapírica de lodo en la cuenca oeste del Mar de Alborán: estructuras, génesis y evolución. *Tesis Doct. Univ. de Granada*,380 pp.

Talukder A, Comas M.C. y Soto,J.I. (2003): Miocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). In: Van Rensbergen *et al.*, (Eds.), *Spec. Publ. Geol. Soc.*, 216 : 443-459.

Talukder, A ; Comas, M.C; Soto, J.I. (2003): Estructura y evolución durante el Mioceno del diapirismo de lodo en el sector septentrional de la Cuenca Oeste de Alborán (Mediterráneo Occidental). *Boletín Geológico y Minero*, 115: 439-452.

Torné, M., Fernàndez, M., Comas, M.C. y Soto, J. (2000): Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: Results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J.*

Geophys. Res., 105:3209-3228.

Platt, J.P., Soto, J.I., Comas, M.C., y Leg 161 Shipboard Scientists (1996): Decompression and high-temperature-low-pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, Western Mediterranean. *Geology*, 24:447-450.

Platt, J.P., J.I. Soto, M.J. Whitehouse, A.J. Hurford, y Kelley, S.P. (1998): Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17: 671-689.

Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., *et al.*, (1973): *Init. Repts. DSDP*, 13 (Pts. 1 and 2): Washington (U.S. Govt. Printing Office).

Sanz de Galdeano, C. and López-Garrido, A. C. (1991): Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera). Regional Implications. *Geodinamica Acta*, 5, 3:173-186.

Sautkin, A., Talukder, A. R., Comas, M. C., Soto, J. I. y Alekseev, A. (2003): Mud volcanoes in the Alboran Sea: evidence from micropaleontological y geophysical data. *Marine Geology*, 195: 237-261.

Seber, D., M. Barazangi, A. Ibenbrahim, y Demnati, A. (1996): Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains, Nature, 379: 785-790.

Soto, J. I., Comas, M. C. y de la Linde, J. (1996): Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, 20(2): 382-385.

Soto, J.I., Comas, M.C. y Talukder, A. (2003): Evolution of the mud diapirism in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Extended Abstracts*, 187: 1-6.

Watts, A.B., Platt, J.P. and Bulh, P. (1993): Tectonic evolution of the Alboran Sea Basin. *Basin Research*, 5: 153-177.

Manuscrito recibido el 1 de octubre de 2008
Aceptado el manuscrito revisado el 24 de marzo de 2009